ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55

«Наука»

Blank Page Digitally Inserted

ISSN0366-0909

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55

Ответственные редакторы:

академик АН БССР Г.И. ГОРЕЦКИЙ
кандидат геолого-минералогических наук
И.К. ИВАНОВА

МОСКВА «НАУКА» 1986

УДК 551.79

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 55. М.: Наука, 1986.

В очередном Бюллетене рассматриваются вопросы россыпеобразования, биостратиграфической корреляции четвертичных отложений по данным изучения остатков крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, фораминифер. Ряд статей посвящен вопросам истории и геологического возраста археологических находок каменного века в СССР. Все статьи основываются на результатах комплексного изучения соответствующих материалов и относятся к различным районам СССР.

Рецензенты:

Е.В. Девяткин, Ю.М. Васильев

Редакционная коллегия:

М.Н. Алексеев, А.А. Величко, Г.И. Горецкий, В.П. Гричук, И.К. Иванова, Н.И. Кригер, К.В. Никифорова, Е.В. Шанцер, С.М. Шик.

Б $\frac{1904010000\text{-}336}{042\ (02)\text{-}86}$ 176-86–III

©Издательство "Наука", 1986 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.79 + 569

Г.Д. КАЛЬКЕ

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ (ПО МЛЕКОПИТАЮЩИМ) ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЫ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА[1]

Палеогеографические и палеозоогеографические предпосылки.

В позднем неогене и квартере палеофаунистические особенности Евразиатского континента были в значительной степени обусловлены существованием двух континентальных мостов: на западе – мостом сложной конфигурации, связывающим Африку с Европой и Азией, вероятно, вдоль западного (Иберо-Африканского), центрального (Афро-Сицилийского) и восточного (Арабо-Африканского) Средиземноморья; на северо-востоке – Берингией, связывающей Сибирь с Неарктикой.

Уже в позднем неогене по этим мостам имел место обширный обмен фаунистическими элементами между Африкой, Европой, Азией и Северной Америкой.

В связи с глобальным ухудшением климата в плейстоцене, приведшим к оледенению обширных площадей Голарктики, этот, главным образом западно-восточный или восточно-западный, фаунистический обмен был осложнен флуктуирующими миграциями фаунистических элементов с севера на юг в ледниковья или с юга на север в межледниковья.

Только учитывая эти палеогеографические и палеоклиматические особенности, мы можем понять различный экологический характер плейстоценовых фаунистических комплексов одной и той же территории и представить зоогеографическую картину Евразии. Это касается как крайнего запада, так и крайнего востока.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФАУН ЕВРОПЫ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В Европе в квартере следует различать две фаунистические ассоциации, или две фауны: восточноевропейскую с азиатским влиянием и западноевропейскую со средиземноморско-африканским влиянием (Kahlke, 1961; Rutte, 1967). В плейстоцене граница между этими ассоциациями фиксируется по наиболее восточным находкам остатков рода Hippopotamus, типичного средиземноморско-африканского элемента.

Раннеплейстоценовая[2] фауна Европы характеризуется поздневиллафранкскими комплексами зоны Оливола (Azzaroli, 1983), следующей за зоной Сен-Валье, относящейся к верхам плиоцена.

На Востоке – в Китае, Индокитае и Юго-Восточной Азии до о. Ява – мы встречаемся с аналогичной картиной. Здесь также выделяются две фаунистические ассоциации:

[1] Доклад на 27-м Международном Геологическом Конгрессе в Москве (август 1984 г., секция С-03). Пер. с англ. Э.А. Вангенгейм.

[2] Принимается граница между неогеном и квартером, рекомендованная Конгрессом ИНКВА в Москве, 1982 г., и Международным Геологическим Конгрессом в Москве, 1984 г. Стратотип – разрез Врика (Калабрия, Италия), подошва глинистого прослоя, перекрывающего слой "е", 1,6 млн лет.

североцзыньлиньская с сибирским влиянием к северу от хребта Цзыньлинь и южноцзыньлиньская с малайским влиянием к югу от хребта Цзыньлинь (Pei, 1957; Kahlke, 1968), протягивающаяся вплоть до о. Ява. Южноцзыньлиньская ассоциация характеризуется индо-малайскими поздненеогеновыми элементами (Gigantopithecus, Pongo и др.).

В плиоцен-четвертичных межгорных бассейнах континентального Китая – Янъкоань (Нихэвань), Юаньмоу – нижнеплейстоценовые отложения характеризуются остатками млекопитающих, относящихся к комплексу типа поздней "желтой" нихэвани. Согласно палеомагнитным исследованиям (Liu, 1982), граница между нижней и верхней ("желтой") нихэванью более или менее совпадает с границей Матуяма/Гаусс (~2,5 млн лет). Фауна нижней "желтой" нихэвани (Teilhard, Piveteau, 1930) коррелируется с позднеплиоценовой зоной Сен-Валье.

В Южном Китае нижний плейстоцен представлен пещерными отложениями с фаунистическим комплексом Лень-чай-шань.

До последнего времени нет единого мнения о стратиграфическом положении границы между нижним и средним плейстоценом. Положение этой границы должно быть определено в морских отложениях. Основываясь на палеоклиматических критериях, ее следует согласовать с прогрессивным похолоданием в плейстоцене ("ледниковым плейстоценом").

В области палеоарктических ледниковых покровов такой существенный момент совпадает с началом англия (эльстера), минделя, окского оледенения и оледенения дагу, обусловившими существенные изменения палеосреды и соответственно фауны на обширной территории Голарктики.

На крайнем западе рассматриваемой территории, в Европе, с начала "ледникового плейстоцена" фауны крупных млекопитающих испытывали североазиатско-берингийское влияние. Такие формы, как Praeovibos, Ovibos и Rangifer, степные элементы и формы холодных степей впервые достигли Центральной Европы, а затем и Западной Европы, о чем можно судить по местонахождениям Зюссенборн, Бад-Франкенхаузен, Мосбах и Тотавель и др. В это же время фаунистические элементы "прегляциальных" европейских фаун и средиземноморско-африканские формы отступили к югу.

Сходная картина наблюдается и на Востоке – в Китае в период дагу. В это время ареал поздненеогеновых индо-малайских форм все более сокращается к югу. В Юго-Восточной Азии это самый конец доминирования индо-малайских элементов, за которым на континенте последовало вымирание крупных Pongidae, Gigantopithecus и Pongo.

В это же время северные фаунистические элементы – сино-сибирский (северный цзыньлиньский) фаунистический комплекс – распространились далеко к югу, смешавшись с элементами индо-малайского (южного цзыньлиньского) комплекса, о чем можно судить по относительно южным местонахождениям, в частности по недавно открытой пещерной фауне Ланьтянь (Huang et al., 1982) с северными Sinomegaceros и Bison и южными Ailuropoda, Stegodon, Tapirus и Megatapirus. Сходная ситуация отмечается в местонахождении Тотавель на юго-западе Франции, где северные элементы (Praeovibos, Rangiger) смешались с местной фауной западноевропейского (средиземноморского) облика (Crégut, 1979; Kahlke, 1981).

Следующий межледниковый период Европы, гольштейн, характеризуется в биостратиграфическом аспекте отступанием северных элементов и иммиграцией южных – средиземноморских форм. Формируется ассоциация раннего Palaeoloxodon antiquus/ Dicerorhinus kirchbergensis с участием южноазиатского Bubalus, которая распространяется по всей Центральной Европе. Типичными местонахождениями с подобной ассоциацией можно считать Шёнебек (Schertz, 1937), Штейнгейм-на-Мурре (Berckhemer, 1927) и, вероятно, северную часть Рейнского грабена (Franzen, Koenigswald, 1979).

В это время на Востоке, в Китае, фауны южного происхождения (сино-малайский комплекс), включающие Palaeoloxodon, меркоидный Dicerorhinus choukoutiensis, а также Bubalus, достигают района Пекина, о чем свидетельствует знаменитое местонахождение Чжоукоутянь. Homo erectus pekinensis также является южным элементом.

До этого времени биостратиграфическая корреляция плейстоценовых событий на двух сравниваемых территориях осуществлялась довольно хорошо. Однако на Востоке далее очевиден пробел в континентальной геологической летописи.

В Европе следующее ледниковье – заале (рисс), днепровско-московское, – характеризуется новой инвазией северных фаунистических ассоциаций. Формируется фауна раннего Mammuthus primigenius / Coelodonta antiquitatis, которая распространилась по всей Европе.

Зная о позднеплейстоценовой инвазии сибирских фаунистических элементов в Центральный Китай (в ледниковье Тали), мы должны были бы предполагать подобную инвазию во время лушаньского ледниковья – аналога зааля. Но такой фаунистический горизонт в Китае неизвестен. В ряде последних работ, касающихся этого вопроса (Zhou, Guo, 1980; Zhou, 1982), сюда отнесены фаунистические комплексы Диньцуня (Pei et al., 1958). Такая корреляция, на наш взгляд, малоубедительна, поскольку в Диньцуне, довольно северном районе Китая, встречен смешанный комплекс, включающий южные (межледниковые) элементы, такие, как индийский слон, Dicerorhinus sp. и Bubalus (Woo, 1980). Этот комплекс, по западной терминологии – эемский, вероятно, даже позднеэемский, представляет последнее плейстоценовое межледниковье.

Единственное возможное объяснение вероятного отсутствия на Востоке (Северный и Центральный Китай) фаунистического комплекса, коррелятного западному заальско-рисскому, – невозможность различить в пределах ассоциации Mammuthus primigenius/ /Coelodonta antiquitatis ранний – заальско-рисский комплекс и поздний – вексельско-вюрмский. В экстрагляциальной области Европы эта проблема также иногда возникает, особенно при недостаточном количестве фаунистических или стратиграфических данных.

Эемское межледниковье в Европе характеризуется ассоциацией позднего Palaeloxodon antiquus / Dicerorhinus kirchbergensis, хорошо известной из различных классических местонахождений.

В Китае также известны позднеплейстоценовые фауны, например, уже упомянутая фауна Диньцунь, в которых южные элементы присутствуют в относительно северных районах. При существующих на сегодняшний день знаниях подобные фауны иначе, как принадлежностью к последнему межледниковью, объяснить нельзя.

Время последнего оледенения как в Европе, так и в Китае характеризуется более или менее однородным фаунистическим комплексом, ареал которого простирается от Западной Европы до юга Центрального Китая (хотя в каждом регионе и есть эндемичные формы). Это позднеплейстоценовая ассоциация Mammuthus primigenius / Coelodonta antiquitatis, известная из многочисленных местонахождений.

В заключение можно отметить, что интенсивное изучение экологических и эволюционных изменений четвертичной фауны млекопитающих доставляет все больше и больше данных, позволяющих осуществлять биостратиграфическую корреляцию континентальных отложений Европы и Дальнего Востока, подтверждающих или опровергающих гипотезы о связи ледниковых событий и соответствующих перемещений фауны одновременно по всей Палеоарктике.

ВЫВОДЫ

Биостратиграфическая корреляция континентальных отложений Европы и Дальнего Востока имеет длинную историю. В событиях, происходивших в этих, столь удаленных друг от друга регионах Евразии, было много общего: в течение плейстоцена ареалы ряда форм испытывали флуктуации – расширяясь с севера на юг и с юга на север. Эти флуктуации хорошо документируются чередованием смешанных ассоциаций в контактирующих зонах.

Изменение направления миграции было, безусловно, результатом изменения климатических условий.

Изучение фаунистических миграций по данным смешанных комплексов с северными элементами на юге и ассоциаций со следами южного влияния на севере вместе с изучением степени эволюционного развития каждой ассоциации, по-видимому, сможет добавить много деталей к решению проблемы европейско-дальневосточной биостратиграфической корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

Azzaroli A. Quaternary mammals and the "End-Villafranchian" dispersal event – a turning point in the history of Eurasia. // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecolog. 1983. 44. 117–139. Amsterdam.

Berckhemer F. Buffelus murrensis n. sp. Ein diluvialer Buffelschädel von Steinheim a Mürr. // Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ. 1927. 83. 146–158. Stuttgart.

Crégut E. La faune de mammiféres du Pleistocéne moyen de la Caune de l'Arago à Tautavel, Pyrénées orientales. // These Univ. de Provence, 1979, L–381.

Franzen J.L., Koenigswald W. Erste Funde vom Wasserbüffel (Bubalus murrensis) aus pleistozänen Schottern des nördlichen Oberrhein–Grabens. // Senckenbergiana lethaea. 1979. 60. 1/3. 253–263. Frankfurt/M.

Huang W.B. On the age of the cave-fauna of South China. // Vertebrata Palasiatica. 1979. 17. 4. 327–343. Beijing. (In Chinese, Engl. summary).

Huang W.B. et al. Preliminary study of the fossil hominid skull and fauna of Hexian, Anhui. //Vertebrata Palasiatica. 1982. 20. 3. 248–256. Beijing. (In Chinese, Engl. summary).

Kahlke H.D. On the complex of the Stegodon–Ailuropoda Fauna of South China and on the chronological position of Gigantopithecus blacki v. Koenigswald. // Vertebrata Palasiatica. 1961. 2. 83–108. Peking. (In Chinese, Engl. summary).

Kahlke H.D. Zur relativen Chronologie ostasiatischer Mittelpleistozän–Faunen und Hominoidea–Funde. // // (G. Kurth, Ed.): Evolution und Hominisation. 1968. 91–118. Stuttgart.

Kahlke H.D. Die biostratigraphische Stellung der fossilen Faunen der Cauna de l'Arago in Tautavel. // Colloque internat. C.N. R.S. Prétirage. 1981. 245–251. Paris.

Liu H.M., Wang J.D. Magnetostratigraphic study of several typical geologic sections in North China. // (Liu, T. S., Ed.) Quaternary geology and environment of China. 1982. 33–38. Beijing.

Liu T.S. Pleistocene stratigraphy and Plio/Pleistocene boundary in China. // (Liu, T.S., Ed.): Quaternary geology and environment of China. 1982. 1–6. Beijing.

Pei W.C. The zoogeographical divisions of Quaternary mammalian faunas in China. // Vertebrata Palasiatica. 1957. I, I. 9–24. Peking.

Pei W.C. et al. Report of the excavation of the palaeolithic site at Tingtsun, Hsaihfen Hsien, Shansi. 1958. I–III. Peking.

Rutte E. Die Cromer–Wirbeltierfundstelle Würzburg–Schalksberg. // Abhandl. Naturwiss. Ver. 1967. 8. 1–26. Würzburg.

Schertz E. Ein neuer Wasserbüffel aus dem Diluvium Mitteldeutschlands (Buffelus wanckeli nov. spec.). // // Palaeontolog. Zeitschr. 1937. 19. 57–72. Berlin.

Teilhard de Chardin P., Piveteau. J. Les mammifères de Nihowan (Chine). // Ann. Paléont. 1930, 19, 1–134. Paris.

Wang N.W., He X.X. Biostratigraphical succession of the marine and terrestrial Quaternary in North China. // //Papers Chinese geologists submitted to XI INQUA Congr. 1982. 1–8. Beijing.

Woo J.K. Palaeoanthropology in the New China. // (Königsson, L.K., Ed.). Current argument on early man. 1980. 182–206. Oxford.

Zhou M.L. A rewiew of studies on the Quaternary glacial and interglacial sequences in China. // (Liu, T.S., Ed.): Quaternary geology and environment of China. 1982. 20. Beijing.

Zhou M.L., Guo Y.Z. The Quaternary of China and that of the Netherlands. // Bull. Chinese Acad. Geol. Sci. 1980. VI. 1, 2. 96–105. Beijing (In Chinese, Engl.. summary).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.79

В.И. КОНОПЛЕВА, А.М. СОКОЛЬСКИЙ

ЭТАПЫ ВРЕЗА, АККУМУЛЯЦИИ И ЭПОХИ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ ВОСТОКА АЗИИ

Многолетнее изучение долин в пределах СССР, Монголии и Северного Китая, а также анализ имеющегося литературного материала по строению аллювия россыпеносных долин Японии, Индокитая, Индонезии показали, что в истории формирования речной сети Востока Азии наблюдается ряд общих черт. Для их выявления рассмотрены долины II–IV порядков с широким днищем и террасированными бортами, локализованные в областях низко- и среднегорного рельефа с абсолютными отметками от 800 до 1500 м. Мощности аллювиальных толщ обычно небольшие, что делает их сравнительно легко доступными для изучения. Кроме того, россыпеносные долины тяготеют к неотектоническим структурам с небольшими амплитудами воздымания, расположенным в пределах Колымского поднятия, имеющего блоковое строение; в северо-восточной части сопряжения Тукурингрского и Туранского горст-антиклинориев с Амуро-Зейской депрессией; в пределах Патомского и Витимского поднятий; Даурского и Хэнтейского сводов; в зоне сочленения поднятых структур Алтая и Зайсанской котловины; Манчжурской котловины и окружающих ее поднятий; грабена р. Красной (Вьетнам). Такое структурное положение долин обусловило быструю реакцию рек на изменение неотектонического режима территории.

Тщательный анализ глубин вреза долин, литологического состава, мощности накопившегося аллювия и распределения полезного компонента позволил установить одновременность заложения долинной сети, совпадение во времени этапов вреза и аккумуляции, литологическое сходство толщ, накопившихся в сходных палеоклиматических условиях.

Заложение современной долинной сети приходится на олигоцен–начало миоцена, так как наиболее древние аллювиальные образования первого этапа аккумуляции датируются ранним–средним миоценом. Они с размывом перекрывают подстилающие породы мезозоя или палеозоя. Сохранность этих толщ минимальна, обычно они встречаются в пределах впадин и представлены преимущественно красноцветными или пестроцветными глинистыми песками с горизонтами галечников, прослоями глин, лигнитов; песчанистыми глинами с прослоями песков, гравийников, редко галечников. Галька сильно выветрена, преобладает кварцевая, кварцитовая. Галечники нередко сцементированы глинами, образуя рыхлый конгломерат. В центральной части материка – в Восточном Казахстане (павлодарская свита); Забайкалье (баяндайская свита), Монголии (свита Ошин), Китае (red clay) – аллювиальные и аллювиально-пролювиальные миоценовые отложения красноцветные, глинистые, слабо сортированные, с большим количеством грубозернистого песка и гравия (табл. 1). В отдельных горизонтах отмечаются включения карбонатных и кремнистых конкреций. Из глинистых минералов преобладает монтмориллонит, в небольших количествах присутствуют каолинит, гидрослюда. Среди минералов тяжелой фракции превалируют устойчивые к процессам выветривания. Вероятно, распространение отложений этого возраста было достаточно широ-

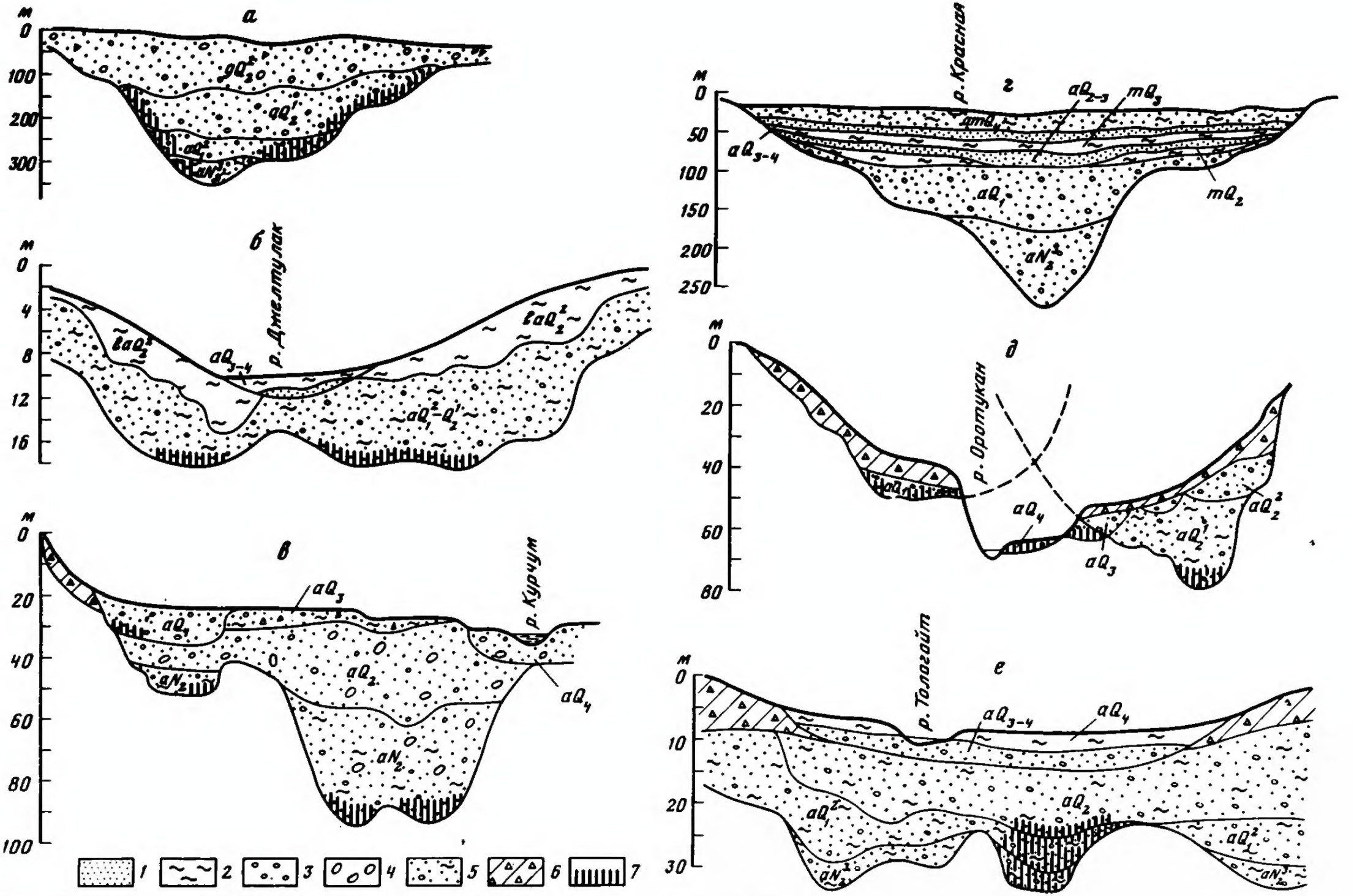


Рис. 1. Строение долин II–IV порядков и распределение в них продуктивных горизонтов

Впадины: *а* – Малык-Сиенская, *б* – Амуро-Зейская, *в* – Зайсанская, *г* – Ханойская; поднятия: *д* – Охотско-Колымское; *е* – Хэнтейское; литологический состав: *1* – пески; *2* – глины, суглинки; *3* – галька; *4* – валуны; *5* – глинистые пески; *6* – щебнистые супеси на склонах; *7* – продуктивный горизонт

Таблица 1

Схема сопоставления этапов аккумуляции, врезания и вулканической активности

Стратиграфические подразделения	СССР			МНР	Китай	Вьетнам
	Восточный Казахстан (Ерофеев и др., 1969)	Забайкалье (Корнутова и др., 1975)	Приамурье (Геоморфология..., 1973)	(Девяткин, 1981)	(Карта четвертичных отложений Азиатской части региона ЭСКАТО. Объяснительная записка, 1982)	
Q_4	Аллювий поймы					
Q_3	Аллювий террас			Аллювий террас	Аллювий гусянтун	Аллювий террас
Q_2	Аллювий террас и древних долин	Кангильский комплекс	Белогорская свита	Аллювий террас: пески бассейна Селенги, Орхона, Хэнтея	Аллювиальные, аллювиально-озерные отложения Наньянской равнины	Аллювий террас и древних долин
Q_1	Аллювий террас и древних долин	Кривоярская свита	–	Свита Гошу	Башайзинская свита	Песчано-гравийно-галечные аллювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения
	Вторушинская свита			Свита Туингол		
				Свита Шамар		
N_2	Павлодарская свита	Чикойская свита	Сазанковская свита	Свита Хиргис-нур	Reddich clay	Верхние "песчаники Меконга"
N_1	Аральская свита	Баяндайская свита	Бузулинская свита	Свита Ошин	Red clay	Красноцветные коры выветривания

Примечание. Размыв и вулканическая активность показаны пунктиром.

ким, так как они выполняют не только крупные речные долины, но и небольшие лога. Активизация неотектонических движений конца миоцена—начала плиоцена обусловила интенсивное врезание долин, размыв в приподнятых блоках ранее накопившихся толщ. В ряде рассмотренных районов она сопровождалась вулканической деятельностью (Северо-Восток СССР, Центральная и Юго-Восточная Азия).

Второй этап аккумуляции – плиоценовый. На севере континента аллювий данного возраста сохраняется только во впадинах и глубоко врезанных долинах. На северо-востоке континента это образования талонской свиты – слабо сцементированные светло-серые галечники. Галька хорошо окатана, кварцевая и плотных дайковых пород, заполнитель песчано-глинистый (рис. 1, *а*).

В центральной части континента древние врезы выполнены красноцветными аллювиальными, аллювиально-пролювиальными плиоценовыми отложениями (см. рис. 1, *в*). Это щебнисто-дресвяные и гравелистые глины с редкими прослоями бурых галечников и крупнозернистых сильно глинистых песков, для которых характерна гиппарионовая

фауна. В состав глинистых минералов входит монтмориллонит, гидрослюда, редко каолинит. В спектре минералов тяжелой фракции преобладают устойчивые к процессам выветривания. В Восточном Казахстане это отложения верхов павлодарской свиты, в Забайкалье – чикойской свиты, в Китае – reddish clay.

Из гипергенных образований преобладают карбонатные, встречаются и кремнистые включения. Характерно, что в Приамурье, где климат времени осадконакопления был, вероятно, более влажным, чем в Забайкалье, красноцветные наносы сменились толщей белесых галечно-песчаных отложений с прослоями глин и лигнитов сазанковской свиты.

На юге континента накапливались мощные песчаные осадки (см. рис. 1, *г*) и "песчаники Меконга", тоже красноцветные, но не за счет ожелезнения, как в Центральной Азии, а в результате латеритизации.

В долинах низких порядков плиоценовый аллювий сохранился только в эрозионных ложбинах, изредка на высоких террасах, а в более высоких перекрыт с размывом четвертичными отложениями, т.е. плиоценовый этап аккумуляции в конце плиоцена – начале плейстоцена сменился активным врезанием. Величина вреза данного времени уступает предыдущему этапу врезания конца миоцена – начала плиоцена. Об интенсивности неотектонических движений конца плиоцена свидетельствует и наличие плиоцен-четвертичных лав в пределах Монголо-Охотского вулканогенного пояса, севера Китая, Индонезии, перекрывающих иногда плиоценовый аллювий.

Третий этап аккумуляции – ранне-среднеплейстоценовый. Отложения этого возраста ложатся с размывом либо на плиоценовые образования, либо на коренные породы. Литологически они четко выделяются в разрезе, отличаясь от подстилающих пород светло-желтой или серовато-желтой окраской, преимущественно песчаным или песчано-галечным составом, хорошей промывистостью и сортировкой, появлением в тяжелой фракции неустойчивых к выветриванию минералов: роговой обманки, пироксенов, эпидота и др. Они слагают террасы среднего уровня в долинах рек или выполняют древние врезы. Литологическая однородность этих толщ не позволяет расчленить их более дробно, хотя, по данным палинологического анализа, выделяются нижние горизонты, датируемые верхами раннего плейстоцена. В Забайкалье это пески кангильского комплекса и кривоярской свиты, в Приамурье – пески белогорской свиты, в котловине Больших озер в долине озер МНР – свита Гошу, аллювий башайзинской свиты и Наньянской равнины в Китае. На севере континента они представлены галечниками, слагающими высокие и средние уровни террас (100–200 м) и выполняющими древние врезы, реже песками. Галечники серовато-желтые, пестрого петрографического состава, слабо выветрелые, в различной степени окатанные, с песчаным или песчано-глинистым заполнителем, но в случае переотложения материала подстилающих пород можно встретить и сильно измененные гальки. Состав глинистого заполнителя гидрослюдистый, каолинит и монтмориллонит встречаются только при размыве нижележащих плиоценовых образований или в случае наличия в подошве гидротермально измененных пород. Образования данного этапа в различной степени разрушены небольшим по времени и глубине врезом конца среднего – начала позднего плейстоцена.

Четвертый этап аккумуляции – позднеплейстоцен-голоценовый. В современных долинах в это время накапливались преимущественно песчано-галечниковые и галечно-песчаные толщи. Галечники разной крупности и степени окатанности содержат примесь слабо обработанного водным потоком обломочного склонового материала. В верхней части разреза отмечаются прослои супесей, суглинков, редко торфа.

Таким образом, в истории развития долин выделяются четыре этапа аккумуляции: ранне-среднемиоценовый, плиоценовый, ранне-среднеплейстоценовый, позднеплейстоцен-голоценовый. Они разделены этапами врезания: позднемиоценовым–раннеплиоценовым, позднеплиоценовым–раннеплейстоценовым, конца среднего – начала позднего плейстоцена.

Соотношение глубин эрозионных врезов рассмотренных этапов неодинаково. По данным А.И. Лаврентьева (1970), глубина вреза долины Енисея за дозоплейстоценовое время (примерно за 8 млн лет) достигала 500–550 м, а таких крупных рек Севе-

ро-Востока СССР, как Колыма, Бохапча, Берелех, – 250–600 м. Примерный подсчет объема материала, вынесенного долинами II–IV порядков в течение миоцена на севере и юге Востока СССР, показал, что эта величина колеблется в пределах 0,4–0,5 км^3 с каждого погонного километра долины (Коноплева, Сокольский, 1979). Несомненно, что за первый этап врезания был переработан значительно больший объем коренных пород, чем за всю последующую историю развития долин; этим и объясняется богатство россыпей этого времени, сохранившихся фрагментарно. Соотношение мощностей аллювия, накопленного в периоды аккумуляции, и величины последующего вреза определяет распределение продуктивных горизонтов [1] в разрезе аллювия россыпеносных долин. Наиболее древние продуктивные горизонты связаны с красноцветным аллювием миоцена и плиоцена (см. рис. 1, *а, в, е*) – базальные горизонты отложений миоценового и плиоценового этапов аккумуляции. Отличительная их черта – максимальные содержания полезного компонента, высокая степень гипергенной измененности вмещающих пород, тесная связь с коренными источниками. Россыпи этого возраста известны на Севере и Северо-Востоке СССР, в долинах Витимо-Патомского нагорья, Забайкалья, северо-востока МНР, Северного Китая. На остальной части территории Востока зарубежной Азии (субтропический и тропический пояса) выделение этого продуктивного горизонта затруднено из-за отсутствия четкой стратификации. Однако, судя по геоморфологическому положению, составу отложений, степени выветрелости, в россыпях Бирмы, Индии, Индонезии, Филлипин (Черник, 1913; Жилинский, 1965; Пестовский, 1962) также присутствует продуктивный горизонт аналогичного возраста, например горизонт "какса" индонезийских россыпей. Как правило, продуктивные горизонты этого возраста сохраняются фрагментарно, иногда вне современных долин, и резко выделяются высокими концентрациями полезного компонента. Данная эпоха россыпеобразования[2] охватывает интервал с конца миоцена, времени активизации неотектонических движений и интенсивного вреза, до конца плиоцена, когда завершилась аккумуляция отложений продуктивного горизонта.

Следующий продуктивный горизонт связан с нижне-среднечетвертичными отложениями ($Q_1^2 - Q_2^1$) и отмечен в аллювиальных россыпях советской и зарубежной части Азиатского континента (см. рис. 1, *а, б, д, е*). Поступление полезного компонента в них происходило как в результате размыва более древнего продуктивного горизонта, так и при высвобождении из обломков рудоносных коренных пород. При формировании россыпей долин малых порядков, в случае высокого удельного веса полезного компонента, может преобладать материал уничтоженного размывом первого продуктивного пласта. В зависимости от неотектонической активности территории он залегает на коренных породах (Север и Северо-Восток СССР, бассейн верховьев Зеи, северо-восток МНР) либо на плиоценовых отложениях (Забайкалье, Витимо-Патомское нагорье, Восточный Казахстан, северо-восток МНР, Северный Китай). Данные о наличии россыпей этого возраста в тропических районах Азии в литературе отсутствуют, но, судя по наличию террас, фиксирующих ранне-среднеплейстоценовые регрессии в Юго-Восточной Азии, существование их вполне возможно. По-видимому, к этому этапу относятся россыпи типа ментьянг в Индонезии, сформировавшиеся в результате перемыва более древних горизонтов (слой "какса") (Жилинский, 1965). В россыпях Северо-Востока СССР данный продуктивный горизонт прослеживается в пределах террасоувалов, террас, реже в днище современных долин; в центральной части континента россыпеносные отложения перекрыты либо чехлом более молодого аллювия, либо склоновыми осадками, а в непосредственной близости от центров горно-долинного оледенения – ледниковыми образованиями.

Самый молодой продуктивный горизонт связан с базальными толщами позднего плейстоцена и голоцена. Обычно он наименее богатый, так как формировался за счет

---

[1] Продуктивный горизонт – стратиграфо-литологический комплекс отложений, обогащенных полезным компонентом.

[2] Эпоха россыпеобразования включает этап вреза и последующий этап аккумуляции отложений, содержащих полезный компонент.

Таблица 2

Этапы вулканической активности Земли

Регион	Периоды вулканической активности, млн лет					
Восточная Азия	25–21	12–10	6–3	2–1,5	0,5–0,7	0,15–0,12
Африка	26–24	12–10	5–2		0,5–0,7	0,15–0,12
Срединно-Атлантический хребет					0,6	0,14–0,10
Исландия				1,8–1,6	0,9–0,7	0,15–0,12
Север Тихого океана (прослои вулканических пеплов)				1,8–1,5	0,5–0,7	0,14–0,10

размыва нижележащих горизонтов, а также в результате высвобождения полезного компонента из рудоносных коренных пород плотика и склонов современных долин. Источник поступления материала сравнительно легко устанавливается при анализе планового взаимоотношения долин этого времени с более древними и изучении особенностей литологического состава пород. Для Востока Азии продуктивные горизонты этого возраста особенно характерны для Северо-Востока СССР, гораздо в меньшем количестве они отмечаются в россыпеносных долинах бассейна Амура, Зеи, Селенги, верховьев Лены и Енисея и др., секущих активно поднимающиеся неотектонические структуры. Величина вреза за поздний плейстоцен-голоцен может превышать мощность накопившихся за вторую половину плейстоцена аллювиальных отложений или образований другого генезиса, например ледниковых, в областях развития горно-долинного оледенения на Северо-Востоке СССР.

Таким образом, продуктивные горизонты фиксируют четыре основные эпохи россыпеобразования: миоценовую, плиоценовую, ранне-среднеплейстоценовую и позднеплейстоценовую–голоценовую, т.е. каждый этап вреза способствовал накоплению полезного компонента и формированию продуктивного горизонта.

Как уже неоднократно указывалось ранее (Воскресенский, 1968; Асеев, 1978; Коноплева, Сокольский, 1979; Воскресенский, Лебедев, 1980) и отмечено в данной статье, длительные этапы врезания, прослеживающиеся регионально, обусловлены активизацией неотектонических движений, наиболее интенсивные из которых сопровождались в пределах ослабленных шовных зон вулканической деятельностью. Это особенно четко зарегистрировано на сопряжении структур с противоположным знаком движения, например Амуро-Зейской депрессии и поднятий Тукурингра-Джагды, Туранского, Большого Хингана; Средне-Амурской и Зее-Буреинской депрессий с поднятием Малого Хингана; Манчжурской депрессии и окружающих поднятий и т.д. Анализ распределения периодов вулканической активности для Востока Азии показал наличие четко выраженной периодичности (Йокояма, Хеханусса, 1982; Судзуки, Викарно, 1982; Hayatsu et al., 1982; Itihara, Kamei, 1982; Nakagawa et al., 1982; Yokoyama et al., 1981)

Интересно отметить, что аналогичное распределение во времени имеют периоды вулканической активности в Африке (Белоусов и др., 1974), на Срединно-Атлантическом хребте (Selo, Storzer, 1979) и в Исландии (Гладенков, 1978). Кроме того, эти периоды зафиксированы в колонках океанических осадков северной части Тихого океана пепловыми слоями мощностью более 5 см (Bray, 1977) (табл. 2).

По мнению Ж.Р. Брея (Bray, 1979), этапы эксплозивного вулканизма (11–8, 6–4 и 2–0 млн лет) совпали с периодами глобального понижения температур Земли, а всплески вулканической активности за последние 100 000 лет сопровождались оледенениями как в Северном, так и в Южном полушарии. Следовательно, временные интервалы неотектонической и вулканической активности характеризовались энергичным воздействием на рельеф Земли эндогенных и экзогенных факторов, в том числе и на долины, ак-

тивно врезавшиеся в течение этих отрезков времени. Таким образом, выделение локальных фаз вулканической активности дает возможность установить количество и время местных размывов, которые оказывали влияние на распределение полезного компонента в разрезе продуктивного горизонта россыпеносных долин. Установленная синхронность этапов врезания эрозионной сети с периодами интенсивного вулканизма позволяет дать более точное их положение во времени, а выявленный глобальный характер данной связи дает возможность широкой экстраполяции при изучении основных закономерностей формирования россыпей и постановке работ на поиски экзогенных месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А.А. Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры. // Геоморфология, 1978, № 2, с. 3–18.

Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 1. 264 с.

Воскресенский С.С. Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР.// Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968, с. 56–61.

Воскресенский С.С., Лебедев С.А. Длительность процесса россыпеобразования и изменения в направленности развития речных долин. // Формирование россыпей в речных долинах. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 102–107.

Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 1. 276 с.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.

Жилинский Г.Б. Генетические типы оловянных россыпей Индонезии, методика их поисков и разведки. // Геология россыпей. М.: Наука, 1965, с. 67–76.

Йокояма Т., Хеханусса И.Э. Палеогеография озера Тоба на основе магнитостратиграфии и хроностратиграфии туфов Тоба, Суматра, Индонезия. // XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М., 1982, т. 1, с. 108–109.

Карта четвертичных отложений Азиатской части региона ЭСКАТО масштаба 1 : 5 000 000: Объясн. зап. М., 1982. 70 с.

Коноплева В.И., Сокольский А.М. История формирования долин Востока СССР. // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Новосибирск: Наука, 1979, с. 87–93.

Корнутова Е.И., Хотина Е.Б., Заморуев В.В. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения юга Забайкалья. М.: Недра, 1975. 135 с.

Лаврентьев А.И. К вопросу о происхождении террас Енисея. // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 228–237.

Пестовский К.Н. О происхождении долины Катманду и о древних речных долинах в Непале. // Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 37 (5), 1962, с. 135–141.

Судзуки М., Викарно. Трековый возраст пемзового туфа, туфовых слоев и яванитов из формаций, содержащих остатки ископаемых гоминид (Сангиран, Центральная Ява). // XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М., 1982, т. 2, с. 275–276.

Черник Г.П. Заметки по геологии полуострова Танах-Лавет на о-ве Борнео и его месторождениях алмазов, золота, платины. // Горн. журн. 1913. 5 с. Отт.

Bray J.R. Pleistocene volcanism and glacial initiation. // Science, 1977, v. 197, N 4300, p. 251–253.

Bray J.R. Neogene explosive volcanicity, temperature and glaciation. // Nature, 1979, v. 282, N 5739, p. 603–605.

Itihara M., Kamei T. The Pliocene-Pleistocene boundary in the Osaka group, Japan. // The third report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan. National subcommission on the Pliocene-Pleistocene boundary, Japan branch of INQUA in the Science Council of Japan, 1982, p. 42–50.

Nakagawa H., Niitsuma N., Oda M., Kitazato H. Plio-Pleistocene stratigraphy of Kakegawa area, Central Japan. // The third report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan. National subcomission on the Pliocene-Pleistocene boundary, Japan branch of INQUA in the Science Council of Japan, 1982, p. 81–86.

Selo M., Storzer D. Chronologie des evénements volcaniques de la zone Famous. // C. r. Acad. Sci., 1979, D. 289, N 15, p. 1125–1128.

Hayatsu K., Arai F. Время формирования и скорость деформации аллювиальных террас в нижнем течении реки Шинано, Северная Япония. // Chirigaku hyoron, Geogr. Rev. Jap., 1982, v. 55, N 2, p. 130–138. На яп. яз.

Yokoyama T., Otsuka H., Takemura K., Hayashida A. K-Ar возрасты вулканических пород серии Кутиноцу на острове Кюсю, Япония. // Цукумо тигаку, Tukumo Earth Sci., 1981, N 16, p. 28–31. На яп. яз.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.79

М.Н. АЛЕКСЕЕВ, Л.В. ГОЛУБЕВА, И.Г. ЛИСКУН, В.Т. СОКОЛОВСКАЯ

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В течение последнего десятилетия благодаря детальному комплексному изучению четвертичных отложений на севере Восточной Сибири были получены материалы, обеспечивающие возможность палеоклиматической реконструкции и разработки климатостратиграфических схем для ледниковой и перигляциальной зон. Большое значение для выполнения этой работы имели специальные исследования, предпринятые в рамках программы проекта "Граница между неогеном и четвертичной системой "Международной программы геологической корреляции (Проект № 41 МПГК), а также в связи с подготовкой материалов к экскурсии XI Конгресса ИНКВА по Центральной Якутии.

Изучение четвертичных отложений проводилось на основе использования всех доступных в настоящее время методов, с помощью которых проверялись био- и климатостратиграфические выводы, сделанные в ходе исследований прежних лет. Были получены данные, позволившие по новому подойти к палеоклиматической интерпретации разновозрастных и генетически различных четвертичных отложений Центральной и Северной Якутии. Существенную роль в выполнении палеогеографических (в том числе и палеоклиматических) реконструкций играли материалы геологической съемки, позволившей проследить на больших расстояниях отдельные горизонты и серии четвертичных отложений.

В настоящей работе авторы пользовались стратиграфической схемой, согласно которой объем четвертичной системы оценивается в 1,65 млн лет; четвертичная система делится на три раздела: эоплейстоцен (1,65–0,7 млн лет), плейстоцен (0,7–0,01 млн лет) и голоцен (от 0,01 млн лет и моложе). В плейстоцене выделяются нижнее, среднее и верхнее звенья.

При написании настоящей статьи авторы использовали результаты собственных исследований, выполненных в течение последних лет в долинах рек Лены, Алдана, Вилюя, Тюнга и Анабара (рис. 1), а также опубликованные материалы по четвертичным отложениям севера Восточной Сибири.

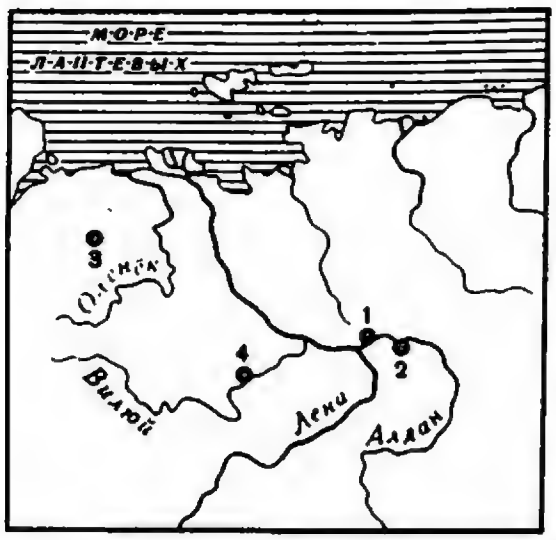


Рис. 1. Схема местоположения основных разрезов
1 – Чуйское обнажение; *2* – Тандинское обнажение; *3* – разрезы в бассейне р. Анабар; *4* – Чебыдинское обнажение

Выяснение основных климатических этапов развития природной среды на севере Восточной Сибири стало возможным лишь после детального изучения системы опорных разрезов четвертичных отложений. Наиболее полные разрезы этих отложений рас-

положены по долинам крупных рек. Обнажения постоянно обновляются благодаря вытаиванию льдистых масс. Поэтому при изучении опорных разрезов севера Восточной Сибири проводились повторные посещения одних и тех же обнажений и систематический сбор палеонтологического и геологического материала.

ЧУЙСКОЕ ОБНАЖЕНИЕ

На правом берегу р. Алдан, в 35 км от устья, в крутом 70-метровом склоне от бровки и до уреза реки вскрываются различные по возрасту и генезису отложения (сверху вниз, рис. 2, см. вкл.).

Мощность, м

1. Супесь серая и буровато-серая, пылеватая, в верхней части слоя с ржавыми разводами и пятнами, неслоистая, местами лёссовидная, только в нижней части слоя слабо проявляется тонкая горизонтальная слоистость, кое-где следы мерзлотных деформаций. В слое встречаются растительные остатки, в разной степени измененные; свежие обрывки листьев, веточек и корней с хорошо сохранившимся клеточным строением. В породе много карбонатных трубочек, развивающихся вокруг корневых остатков. Изредка присутствуют бурые или черные корочки округлой формы, сложенные гидроокислами железа. Терригенные зерна представлены кварцем, реже полевыми шпатами; много слюды, преимущественно мусковита. В почве присутствуют глинистые минералы гидрослюдистого ряда. В основном же пелитовая фракция состоит из тонких терригенных зерен, по составу аналогичных крупным фракциям пород. Карбонатность отложений около 10%, только в нижней части почвенного горизонта она достигает 20%. Карбонат представлен тонкозернистым кальцитом в разного рода трубочках и корочках, тонко распылен в породе или, что значительно реже, наблюдается в виде терригенных зерен. Своеобразной чертой слоя является присутствие хорошо окатанных зерен кварца, реже – других минералов с неровной поверхностью, что наряду с лёссовидным обликом пород позволяет говорить о том, что они имеют частично эоловое происхождение 2–3

2. Супесь желтовато-серая и серая, уплотненная, тонкогоризонтальнослоистая за счет переслаивания пород разных оттенков цвета или более опесчаненных и глинистых прослоев, с многочисленными растительными остатками: обломками стволов и корней деревьев и кустарников, обрывками листьев, шишками и семенами. Часть обломков деревьев ориентирована вертикально. Органическое вещество обычно хаотически рассеяно или, что значительно реже, образует скопления в прослоях глинистых пород. Первичные текстуры пород сильно изменены криогенными нарушениями – отдельные прослои супеси с подчиненными слойками суглинка дислоцированы и образуют линзы и гнезда неправильной формы с характерными фигурами залегания по трещинам. Терригенные зерна представлены в основном кварцем, в меньшей степени полевыми шпатами, зерна последних свежие и имеют четкое двойниковое строение. Форма зерен разнообразная, как правило, они плохо окатаны. Характерной чертой слоя является сильная трещиноватость зерен, что, вероятно, связано с воздействием мерзлотных процессов. Текстура пород и морфологический облик зерен свидетельствуют о сезонном промерзании и оттаивании осадков. Карбонатность пород не превышает 8–10%. Карбонат представлен тонкокристаллическим кальцитом; значительно реже встречаются зерна окисленного сидерита. В отложениях слоя найдены кости грызунов Microtus gregalis Pallas, Microtus sp., Cletkerionomys sp., Lemmus sp.[1] Среди растительных остатков определены шишки и семена Larix sibirica Lbd., Pinaceae spp., Cyperaceae sp., Ranunculus sp., Corisphermum sp., Potentilla sp. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца недревесных растений (Ericales) и трав. Среди последних значительный процент составляют лебедовые, полыни, злаки. Пыльца древесных пород и кустарников представлена лиственницей, елью, сосной (Pinus pumila), березой (древовидная и кустарниковая формы) и ольховника. Состав спектров позволяет считать, что отложения формировались в лесотундровых ландшафтах. Климат был более континентальным, чем современный. Большое количество пыльцы лебедовых указывает на наличие поверхностного засоления почв. Среди спор постоянно присутствуют Selaginella sibirica и другие виды плаунов, типичные для перигляциальной растительности в условиях континентального климата (см. рис. 2) 7

3. Суглинки и супеси с прослоями заиления, темно-серые, реже буровато-серые, в верхней части сильно нарушены мерзлотными процессами. В нижней части слоя горизонтальная слоистость, образованная чередованием тонких прослоев суглинка, супеси и ила. Состав пород преимущественно кварцевый, полевые шпаты присутствуют в подчиненном количестве, некоторые зерна слабо пелитизированы, карбонатность по-прежнему остается в пределах 8–10%. Карбонат тонко распылен в породе и представлен кальцитом. Комплекс акцессорных минералов такой же, как и в вышележащих отложениях. Пластинки слюды, присутствующие в породах, нередко имеют расплывчатые контуры и осветленные края. Трещиноватость зерен, столь характерная для пород слоя 1 и 2, раз-

[1] Определения остатков мелких млекопитающих выполнены Г.Г. Фроловой.

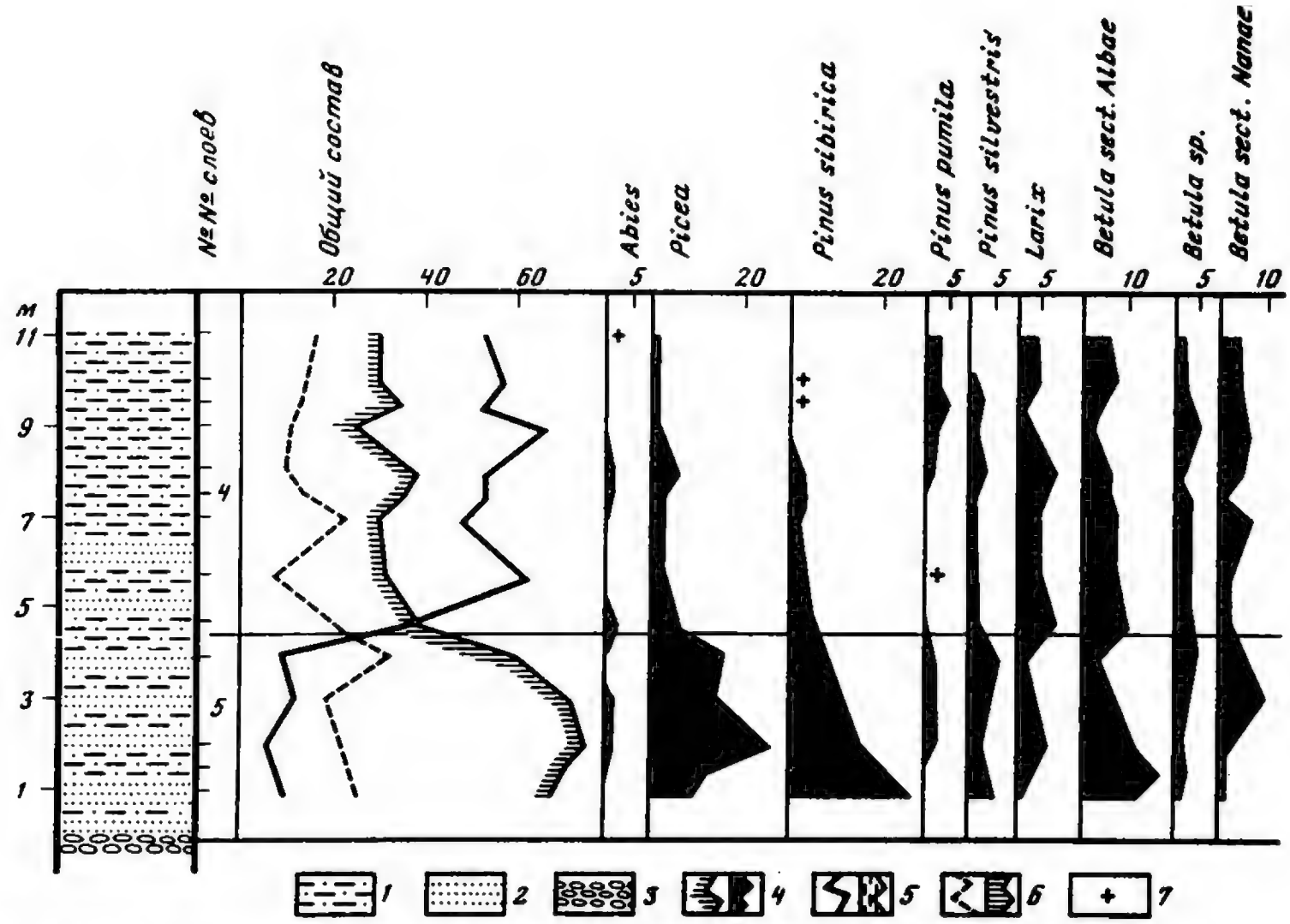


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений Чуйского обнажения

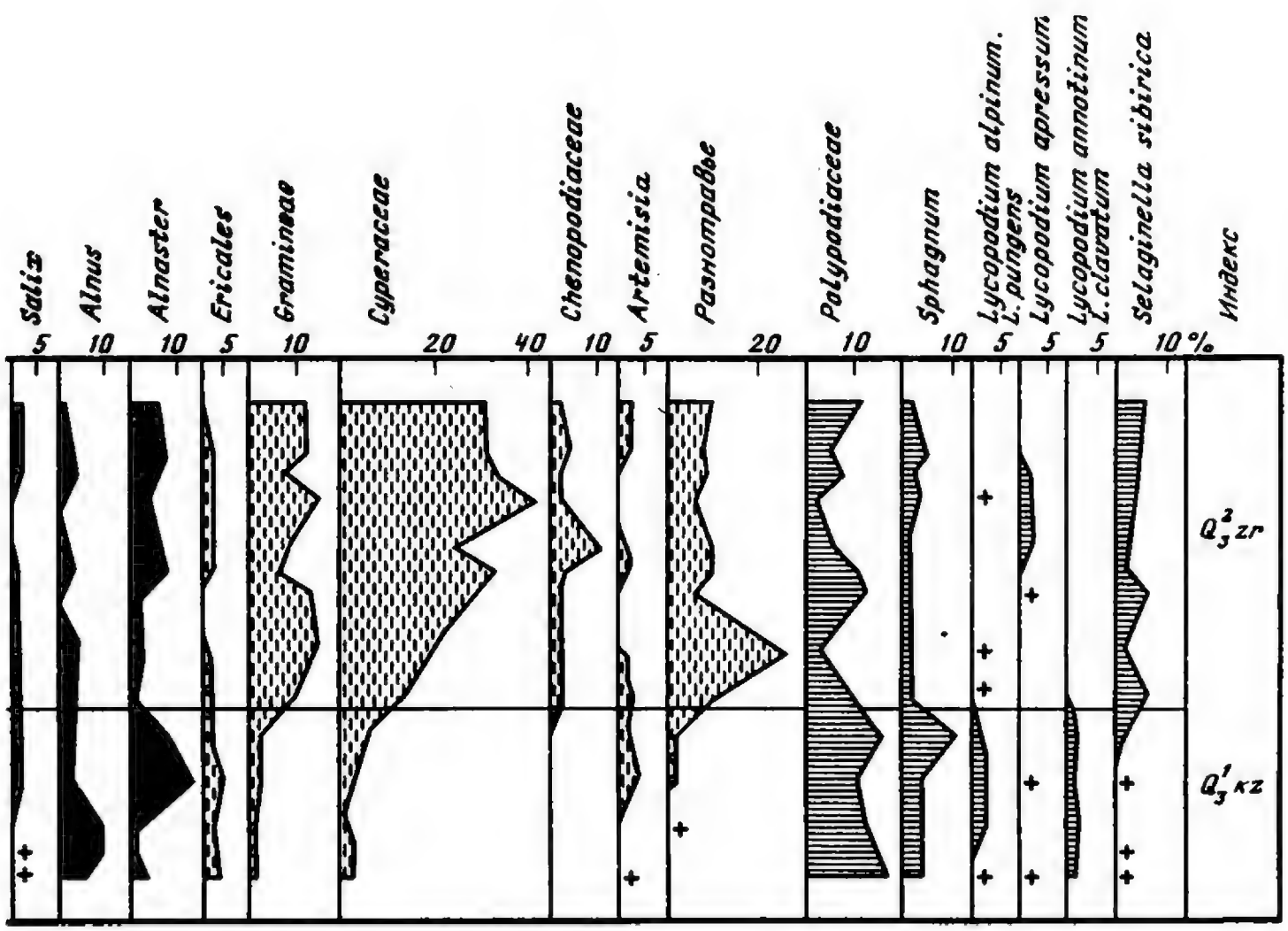
1 – супесь; *2* – песок; *3* – валуны и галька; *4* – пыльца древесных пород и кустарников; *5* – пыльца травянистых растений; *6* – споры; *7* – единичные пыльцевые зерна

Мощность, м

вита в значительно меньшей степени. В породах в большом количестве присутствуют обломки стволов, веток, хвои и шишек лиственницы. В спорово-пыльцевых спектрах по сравнению со спектрами вышележащих отложений значительно возрастает содержание пыльцы лиственницы, появляется пыльца ели (до 23%), широкое распространение имели кустарниковые виды берез и ольхи. В развитии растительности выделяются: фаза лиственничных лесов и фаза темнохвойных лесов с преобладанием ели (см. рис. 2). Наряду с лесами была развита тундровая растительность из кустарниковых видов ольхи, берез и тундровых видов плаунов. Состав растительности и литологические особенности отложений свидетельствуют о том, что во время накопления слоя наступило потепление климата. 13

4. Супеси и суглинки серые, желтовато-серые и темно-серые, с линзами и прослоями детрита и ила. Супеси рыхлые, суглинки и илы нередко уплотнены. В породах четко выражены криогенные текстуры типа инволюций. Породообразующим компонентом является кварц; полевые шпаты и темноцветные минералы играют второстепенную роль. Зерна кварца нередко разбиты трещинами, форма зерен разнообразная, хотя преобладают остроугольные зерна неправильной формы. В породах довольно много карбонатов (10–12%), которые встречаются в основном в виде терригенных зерен песчаной и алевритовой размерности. В тяжелой фракции пород преобладают амфиболы и пироксены. Растительные остатки, помимо отдельных тонких прослоев, хаотически распределены в толще пород; органическое вещество преимущественно свежее – обрывки листьев и стеблей трав, реже семян с четким клеточным строением. В составе палинологических спектров преобладает пыльца травянистых растений, представленных осоками, злаками, лебедовыми, разнотравьем. В составе древесных присутствует пыльца лиственницы, березы, ивы. Пыльца кустарниковой березы составляет до 60%, ольховника – до 45%. В составе спор много сфагновых мхов. Встречаются споры Selaginella sibirica и тундровых видов плаунов: Lycopodium appressum, L. alpinum, L. pungens. Отложения содержат ясные следы похолодания (остатки растительности тундры и лесотундры) 15

5. Чередование серой супеси, мелкозернистых песков, заиленных песков с горизонтальной и волнистой слоистостью, серых, желтовато-серых и зеленовато-серых с линзами хорошо отсортированного серого песка. Состав пород преимущественно кварцевый, в то же время немалая роль при-



надлежит полевым шпатам и терригенному кальциту, в качестве незначительной примеси присутствуют темноцветные минералы. В отдельных прослоях карбонатность пород достигает 15%. Карбонат представлен кальцитом. Форма обломочных зерен разнообразная, но по сравнению с вышележащими породами здесь в большом количестве встречены и хорошо окатанные, округлые зерна. Многие зерна полевых шпатов в разной степени пелитизированы. В породах присутствует растительный детрит, редкие мелкие включения деревьев и кустарников. Криогенные нарушения в слое отсутствуют (рис. 3).

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют растительность с большим количеством древесных пород и кустарников. Постоянно присутствует пыльца ели, лиственницы, сосны, кедра, березы превовидной (преобладает) и березы кустарниковой (встречается единично), ольхи, ольховника. Среди спор отмечается преобладание папоротников, что характерно для лесного типа растительности. Споры плаунка Selaginella sibirica встречаются спорадически. Судя по характеру растительности, климат был теплее современного.

В верхней, по течению реки, части обнажения на том же уровне залегают пески с галькой, имеющие близкую палинологическую характеристику. В этой серии осадков на общем фоне прямой полярности несколько образцов оказались обратно намагниченными. С учетом геологических соотношений, палеоботанических и палеоклиматических данных этот интервал обратной полярности может интерпретироваться как эпизод Блейк эпохи прямой полярности Брюнес[2]. Оценка палеоботанических, магнитостратиграфических и климатостратиграфических данных позволяет отнести отложения слоя ко времени казанцевского межледниковья. 5–6

6. Переслаивание темно-серой пылеватой супеси с серовато-желтыми песками и линзами галечника с прослоями намытого растительного материала. Гальки и мелкие валуны в верхней части слоя ориентированы вертикально, что свидетельствует о криогенной переработке материала в условиях активного слоя, т.е. о перерыве, имевшем место перед накоплением слоя 5. Песчаные и алевритовые зерна в разной степени окатаны и имеют полевошпатово-кварцевый состав с примесью слюды и фемических минералов. Пластинки биотита и мусковита округлой формы, нередко со вздутыми, распухшими краями. В породах много равномерно рассеянных мелких зернышек карбоната, присутствуют терригенные зерна его песчаной размерности. Карбонат представлен кальцитом и слабоокристенным сидеритом. Из слоя определены семена Larix sp., Picea sp., Carex sp., Menyanthes trifoliata L., Ranunculus sp., Rubus idaeus L., Viola sp., Potamogeton zosterifolius Schum. Из скоплений

[2] Палеомагнитные определения сделал П.С. Минюк.

Мощность, м

растительного материала происходят остатки мелких млекопитающих Dicrostonyx simplicior и др. Мощность слоя невыдержанная, местами он совсем выклинивается. 2,5–3

7. Галечники и валунники с серым разнозернистым песком в заполнителе. Сортировка материала плохая. Отдельные валуны достигают 30–40 см в диаметре. Много галек и валунов покрыто бурыми гидроокислами железа. Наблюдаются не выдержанные по мощности прослои серого песка с гравием и обломками древесины. Состав обломочного материала слоя более пестрый, чем состав пород вышележащих слоев, в связи с этим изменился состав тяжелой части алевритовой фракции пород, увеличилось количество рудных минералов, меньше стало амфиболов, больше граната и циркона, возросла роль пироксенов. Гальки и валуны представлены породами верхоянского комплекса. Ряд исследователей (Русанов, 1968; Катасонов, 1963) отмечает, что толща серых галечников и валунов прослеживается по долине р. Тумара (правого притока р. Алдан) вплоть до морен верхоянского оледенения. Эти же отложения встречаются в правобережных обнажениях р. Алдан и в долинах его правых притоков. Грубообломочная пачка представляет собой фрагмент флювиогляциального шлейфа среднеплейстоценового оледенения Верхоянья. На контакте с подстилающим слоем местами наблюдается тонкий прослой серого разнозернистого песка с гравием и пыльцой Tsuga, которая, по-видимому, переотложена из неогеновых отложений 12

8. Песок желтый и желтовато-серый, разнозернистый, с гравием, переполненный галькой и мелкими валунами. Присутствуют подчиненные прослои песка, хорошо отсортированного, с отдельными редкими гальками. Хорошо выражена косая и близкая к горизонтальной слоистость. В отличие от вышележащих слоев гальки по своему петрографическому составу характеризуются большим разнообразием, что связано с активным сносом обломочного материала с Алданского щита. Изменение области питания отчетливо проявилось и на составе акцессорных минералов пород. В тяжелой части алевритовой фракции господствуют амфиболы, причем не только возрастает количество, но и резко меняется их облик, в результате чего фракция приобретает весьма своеобразный вид. По-прежнему присутствует много рудных минералов, циркона, граната и пироксенов. В заметных количествах встречены ставролит и турмалин. В единичных зернах отмечен рутил. В породах присутствуют карбонаты, представленные мелкими зернами кальцита и слабоокисленного сидерита, последний, по-видимому, имеет как терригенное, так и аутигенное происхождение. В отложениях много растительных остатков, которые в отличие от растительных остатков, захороненных в вышележащих породах, сильно изменены. В составе спорово-пыльцевого спектра пыльца древесных пород составляет 42%, недревесных растений – 10%, спор – 48%. В составе пыльцы древесных Larix, Picea sp., Pinus sp., Pinus pumila, Betula sp., Alnaster, Salix. Пыльца трав представлена Cyperaceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Compositae, Artemisia и разнотравьем. Образцы из этого слоя обратно намагничены. Принимая во внимание спорово-пыльцевые данные, свидетельствующие о четвертичном облике пыльцы, и результаты палеомагнитных исследований, можно считать, что в магнитостратиграфической шкале слой должен относиться к верхней части эпохи Матуяма 2

9. Песок рыхлый, желтый, реже серый, разнозернистый, с прослоями и линзами галечника, гравия и глинистых алевритов ярко-желтого или бурого цвета. Характерно чередование горизонтальнослоистых и косослоистых серий. Песчаные и гравийные зерна и гальки хорошо окатаны, отдельные участки прочно сцементированы гидроокислами железа темно-бурого цвета. Состав песка полевошпатово-кварцевый, с примесью слюд и небольшого количества темноцветных минералов. Почти все зерна полевых шпатов пелитизированы, слюды сильно разложены. Некоторые прослои песков плохо промыты, в них, а также в линзах глинистых алевритов пелитовая фракция состоит из глинистых минералов с примесью мелких терригенных зерен. Глинистое вещество гидрослюдистого состава имеет тонкочешуйчатое строение или образует пленки псевдомонокристаллов вокруг обломочных зерен. Состав отложений, их текстурные и структурные особенности позволяют считать, что формирование слоя происходило в довольно теплых и относительно влажных климатических условиях. В песках присутствуют выклинивающиеся прослои и линзы фоссилизированной древесины и других растительных остатков. Встречаются куски стволов до 1 м в диаметре. В скоплениях растительных остатков найдены шишки Pinus spinosa Herbst и Picea sp., а также эндокарпии Juglans jacutica Dorof. В спорово-пыльцевых спектрах пыльца древесных пород составляет от 50 до 84%, пыльца недревесных растений от 9 до 16%, споры – 7–3,4%. В составе пыльцы древесных пород установлены Abies, Larix, Picea, Pinus, Pinus pumila, Betula, Betulaceae, Alnaster, Alnus, Tsuga, Juglandaceae, Salix, Ulmus, Quercus, Tilia, Fraxinus, Pterocarya, Corylus, Myrica. Среди недревесных встречаются Artemisia, Ericaceae, Gramineae, Cyperaceae и др. Среди спор много Filicales, Lycopodium sp. В верхней части слоя установлена зона прямой полярности, которая, по-видимому, соответствует эпохе Гаусс, нижележащие отложения намагничены обратно . . . . . (видимая) до 15

Лёссовидные отложения слоя 1 представляют собой перевеянный мелкозем из подстилающих толщ, измененный затем мерзлотными процессами. Западинный термокарстовый рельеф на пологом склоне связан с вытаиванием последней генерации ледяных жил, образование которых относится к сартанскому времени. Отложения слоя 2 накапливались в суровых условиях холодного и сухого климата, о чем свидетельствует

активная криогенная переработка материала, особенности вещественного состава и данные спорово-пыльцевого анализа, отражающие ландшафты лесотундрового типа. Слой 3 содержит в своей верхней части ясные следы процессов термокарста, связанного, по-видимому, с некоторой деградацией постоянной мерзлоты. Этот процесс развивался в части разреза, относящейся к активному слою. Об этом же свидетельствует характер изменения слюдистого материала; вздутые края пластинок, изменение окраски (осветление) периферических частей пластинок биотита, нечеткие их контуры, пелитизация зерен полевых шпатов – все это требует наличия влаги и хотя бы относительного тепла. В связи с этим формирование отложений слоя 3 следует относить к каргинскому времени.

Слой 4 относится ко времени зырянского оледенения. В суглинисто-супесчаных озерных отложениях спорово-пыльцевые спектры отражают растительность перигляциальных лесотундровых ландшафтов. Свежесть остатков органического вещества и минеральных зерен, морфологический облик терригенного материала свидетельствуют о суровости климатических условий этого времени. Но климат этого времени был более влажным, чем климат сартанского времени.

Озерные супеси и пески слоя 5 практически не содержат следов сингенетических криогенных нарушений. Данные палинологических и карпологических исследований свидетельствуют о том, что формирование этого слоя проходило в условиях наиболее теплого климата верхнего плейстоцена. Граница распространения сибирского кедра, типичного для юга Восточной Сибири, продвинулась в это время на север по крайней мере на 1000 км. Отложения слоя 5 отнесены ко времени казанцевского межледниковья верхнего плейстоцена.

Слой озерных отложений (5) залегает на неровной поверхности флювиогляциальных отложений. Верхняя их часть – слой 6 – представлена невыдержанными выклинивающимися пылеватыми песками, супесью и валунами с гравием и галькой. Весь обломочный материал представлен породами верхоянского комплекса – серыми и светло-розовыми сливными песчаниками, темными плотными алевролитами. Среди остатков млекопитающих присутствуют кости Dicrostonyx simplicior, характерного для четвертичных отложений с возрастом не моложе среднего плейстоцена. Этот слой залегает на флювиогляциальных среднеплейстоценовых отложениях слоя 7, представляющих собой фрагмент мощного флювиогляциального шлейфа среднеплейстоценового оледенения. С размывом флювиогляциальные отложения слоя 7 залегают на аллювии слоя 8. Состав гравия и галечника в аллювии резко отличается от состава грубообломочного материала вышележащего слоя присутствием галек разнообразных пород, включая гранитоиды, известняки, песчаники и кремни, характерные для пород, слагающих обширную территорию Алданского щита. Для этого слоя характерна обратная намагниченность. Возраст аллювия – эоплейстоцен. Заканчивается разрез песками слоя 9, формирование которых происходило в период довольно теплого и относительно влажного климата.

ТАНДИНСКОЕ ОБНАЖЕНИЕ

Тандинское обнажение расположено в крутой излучине левого берега р. Алдан в 130 км от впадения Алдана в р. Лену. На расстоянии 8 км на разных уровнях вскрываются отдельные выходы четвертичных отложений. В сводном разрезе (сверху вниз) наблюдаются (рис. 4):

Мощность, м

1. Суглинки, супеси серые и желтовато-серые, неслоистые, рыхлые, с редкими уплотненными комочками. Состав терригенных зерен полевошпатово-кварцевый с примесью слюды. Зерна неправильной формы, остроугольные. Глинистое вещество практически отсутствует. Породы обогащены растительной органикой, которая либо рассеяна, либо образует мелкие гнездообразные скопления. Кроме этого, присутствуют обломки стволов деревьев и линзы торфа. Породы местами деформированы мерзлотными процессами. Спорово-пыльцевые спектры отражают растительность, близкую к современной. Возраст – голоцен . . . . . до 3

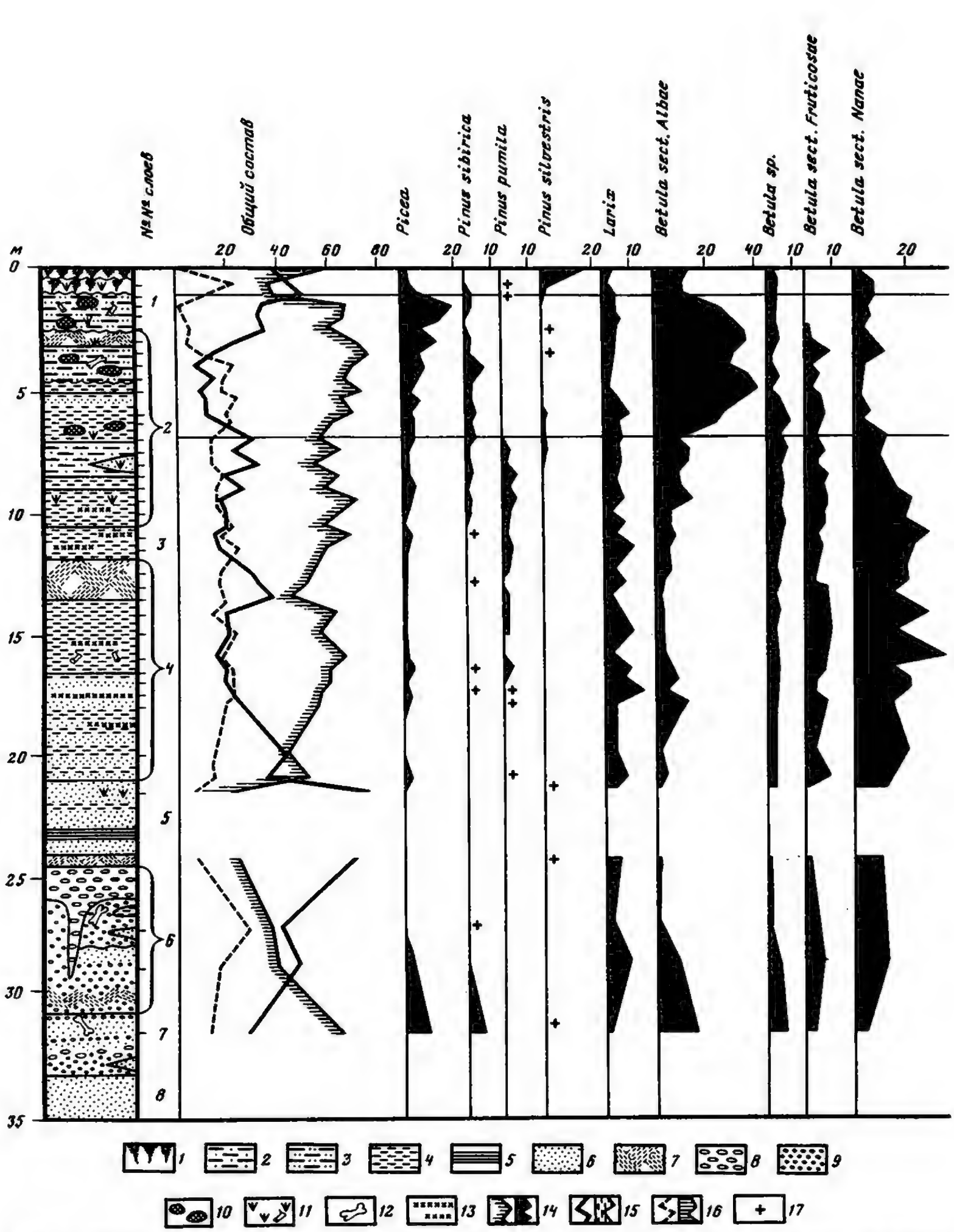
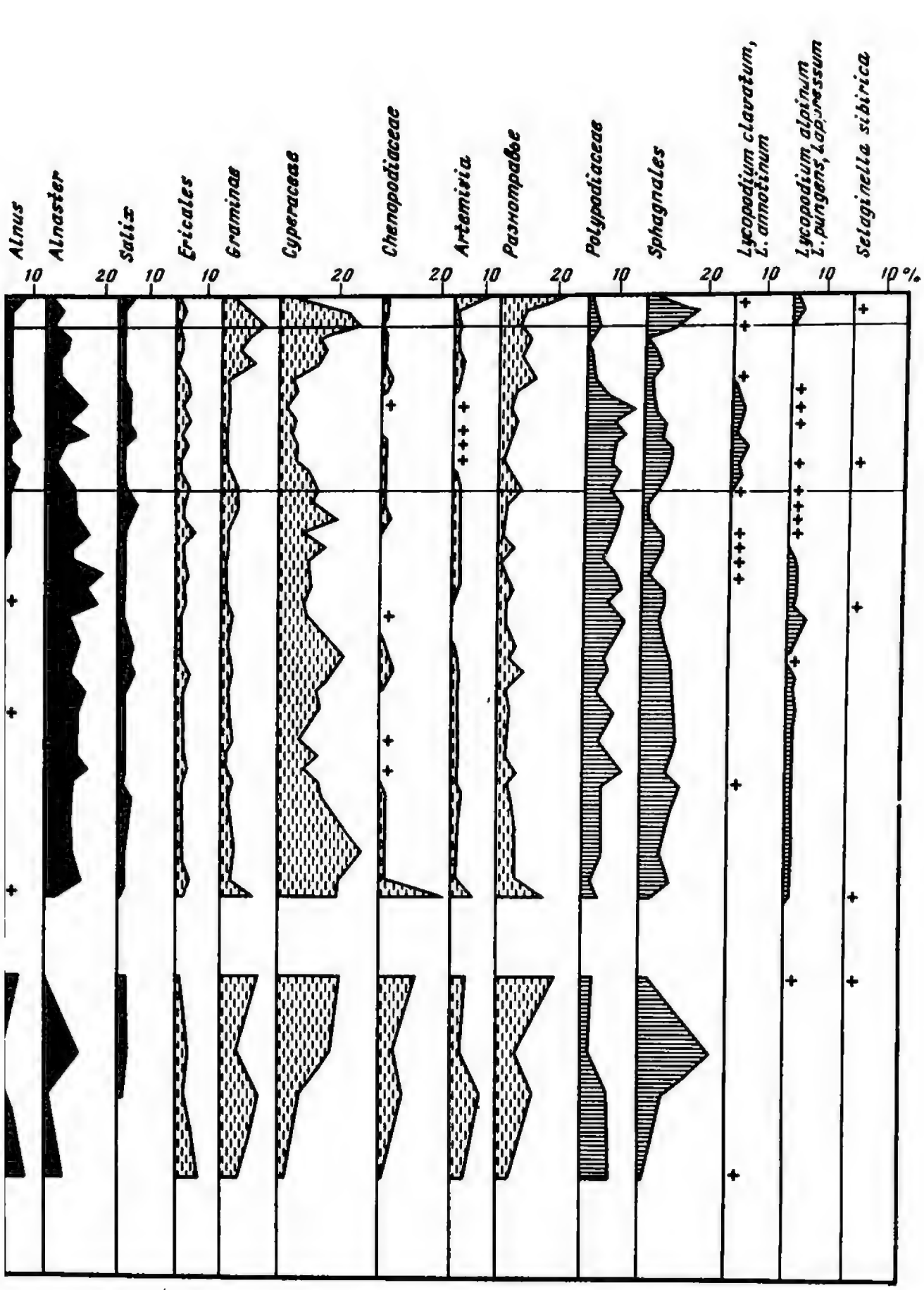


Рис. 4. Сводный геологический разрез и спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений Тандинского обнажения

1 – почва; *2* – суглинок; *3* – супесь; *4* – алеврит; *5* – ил, глина; *6* – песок; *7* – косослоистый песок; *8* – валуны; *9* – галька и гравий; *10* – включения торфа; *11* – остатки растений и деревьев; *12* – кости млекопитающих; *13* – тонкие прослои с растительными остатками; *14* – пыльца древесных пород и кустарников; *15* – пыльца трав; *16* – споры; *17* – единичные пыльцевые зерна



Мощность, м

2. Суглинки и супеси серые и желтовато-серые, с жилами льда. Промежутки между жилами представляют собой прогнутые вниз слойки сильно льдистого мелкозема с мелкими растительными отстатками. Ледяные жилы проникают на глубину 5 и более метров. После вытаивания льдов толща представляет собой хаотично расположенные блоки суглинка и ила с остатками растений, обломками деревьев, местами со следами течения илистой массы. В отдельных местах обнажения отложения имеют заметную горизонтальную и слабоволнистую слоистость, которая подчеркивается присутствием тонких прослоев темного и коричневого растительного детрита. Эти отложения образовались в условиях водной среды, возможно в озерах термокарстового типа. В обнажении во время посещения в июле 1982 г. были видны две генерации ледяных жил. При вытаивании жильных льдов и межжильных блоков образуются просадочные формы рельефа – депрессии или аласы.

Мощность, м

Общая мощность покровной толщи при этом значительно сокращается. В Тандинском обнажении вскрываются отложения, отражающие обе стадии развития криогенных процессов: толщ с мощными жильными льдами и суглинистосупесчаная серия, сформировавшаяся после вытаивания. Из этих отложений происходят остатки верхнеплейстоценовых млекопитающих Mammuthus primigenius Blum, Rangifer tarandus L., Alces alces L., Equus caballus L. (мелкая форма), Bison priscus Boj. В верхней части слоя до глубины 7 м в составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных. Ясные следы термопросадочных и эрозионных процессов, остатки деревьев и палинологическая характеристика свидетельствуют о межледниковом, вероятно каргинском возрасте этой части разреза. В нижней части слоя достаточно отчетливо выражены признаки похолодания, связанные с зырянским оледенением верхоянья . . . . . около 10

3. Супеси, мелкозернистые пески, суглинки серые, темно-серые, реже желтовато-серые. Состав преимущественно кварцевый с примесью полевых шпатов, слюды и небольшого количества темноцветных минералов. Породы карбонатны; карбонат присутствует по всей толще, образуя разной величины зерна и мелкие скопления или тонко распылен в породах. Карбонат представлен кальцитом и слабоокисленным сидеритом аллотигенного и аутигенного происхождения. Породы обогащены растительной органикой, которая образует гнездообразные и линзовидные скопления или рассеяна в толще. В средней и нижней частях слоя наблюдается четкое горизонтальное переслаивание разнозернистых прослоев с тонкими слойками, сложенными мелкими растительными остатками. В верхней части слоя слоистость сильно нарушена термопросадочными процессами благодаря вытаиванию из пород льда. В отложениях найдены остатки тех же млекопитающих, что и в слое 2. Спорово-пыльцевой спектр характеризует растительность, в составе которой преобладали кустарниковые виды берез и ольхи, а также травы – были распространены тундровые и лесотундровые растительные ассоциации. Широкое развитие имели криогенные процессы. Возраст отложений слоя определяется как зырянский 2

4. Пески мелкозернистые и супеси с прослоями илистого песка и суглинка с линзами растительного детрита и торфа. В нижней части слоя в мелкозернистых песках слоистость обусловлена чередованием серых и темно-серых прослоев. Состав пород преимущественно кварцевый, в качестве примеси присутствуют полевые шпаты, слюды и акцессорные минералы. Зерна полевых шпатов имеют четкое двойниковое строение и практически не пелитизированы. Периферические части пластинок слюд слабо вздуты и слегка обесцвечены. В тяжелой части алевритовой фракции господствуют пироксены и амфиболы желтовато-зеленого цвета (аналогичная фракция с характерным габитусом и цветом минералов отмечалась в слое 4 разреза Чуйского обнажения). Карбонатность породы слоя достигает 10–12%. Карбонат либо тонко распылен в породе, либо образует различной величины зерна кальцита и реже сидерита в основном терригенного происхождения. В прослоях заиления найдены раковины пресноводных моллюсков (Lymnaea sp., Planorbis sp.). Растительные остатки, кроме скоплений в линзах и прослоях, присутствуют по всему слою; большинство растительных остатков свежие и только незначительная часть их слабо изменена.

В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца кустарников – Betula sect. Nanae, B. sect. Fruticosae и Alnaster. Из древесных пород значительно участие пыльцы лиственницы и кедрового стланика. Среди травянистых много осок. По макроскопическим остаткам определены Betula ermani Cham., B. exilis Sukacz., Betulaceae sp., Larix sp., Potentilla sp., Polygonum tomentosum Schrank, Rumex aquaticus L., Potamogeton alpinus Balbis., P. pusillus L., P. pectinatus L., Cyperaceae spp., Carex sp., Chenopodium album L., Chenopodium sp., Nuphar pumilum (Hoffm) D., Fungi. Палеоботанический материал свидетельствует, что во время формирования слоя существовала лиственничная лесотундра и кустарниковая тундра с осоковыми и сфагновыми болотами с участием тундровых видов плаунов (Lycopodium alpinum, L. pungens, L. appressum) и плаунка Selaginella sibirica. Отложения слоя прямо намагничены. Мощность их сильно варьирует, они имеют аллювиальный и озерный генезис. Накопление отложений слоя относится к первой половине верхнего плейстоцена, к эпохе холодного, но достаточно влажного климата времени зырянского оледенения . . . . . до 16

5. Песок серый, разнозернистый, существенно кварцевый, субгоризонтальнослоистый, рыхлый, переслаивающийся с мелкозернистым заиленным песком и супесью, с прослоями и линзами растительного детрита и скоплениями веток и обломков древесины. Книзу песок постепенно приобретает желтую окраску. В нижней части слоя в небольшом количестве встречаются отдельные гальки и гравий, иногда образующие невыдержанные тонкие прослои и линзы. Песчаные зерна хорошо окатаны. Для алевритовой части тяжелой фракции характерно обилие пироксенов и рудных минералов, наличие амфиболов желтовато-зеленых, реже ярко-зеленых тонов и присутствие розовых и бесцветных гранатов. Основная масса пород этого слоя некарбонатная, только в прослоях плохо промытых мелкозернистых песков обнаружен тонкозернистый карбонат, представленный кальцитом. Из растительных остатков определены шишки и хвоя лиственницы, Betula sp., Salix sp., Picea obovata Ldb., Dryas sp., Sambucus sp. (cf. sibirica Nakai.), Stellaria sp., Menyanthes trifoliata L., Ranunculus sp., Polygonum sp., Potamogeton sp., Carex sp., Cyperaceae spp., Potentialla sp., Fabaceae spp. Из средней части слоя, согласно данным Б.С. Русанова (1968), происходят остатки Bison priscus longicornis W. Grom., Equus caballus Z., Alces latifrons postremus Vang. et Flerov. Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений – осок (Cypera-

ceae), злаков (Gramineae) и разнотравья. Значительное содержание пыльцы лебедовых (Chenopodiaceae) и полыней (Artemisia) свидетельствует об относительно сухом климате. Пыльца древесных представлена в основном лиственницей. Характерно значительное участие пыльцы кустарниковых видов березы (Betula sect. Nanae, B. sect. Fruticosae)и ольхи. Эта палинологическая характеристика типична также и для верхней части нижележащего слоя 6. Растительность во время формирования осадков слоя 5 и верхней части слоя 6 отражает условия перигляциального ландшафта с обилием кустарников, кустарничков-ксерофитов, присутствием плаунка Selaginella sibirica 4

6. Галечник с желтым разнозернистым песком и гравием, косо- и субгоризонтальнослоистый. Галька хорошо окатана, покрыта бурым налетом гидроокислов железа, представлена в основном серыми песчаниками, кварцем, кварцитом, различными изверженными и метаморфическими породами, характерными для Алданского щита. В галечниках присутствуют прослои желтого и серого песка, частью заиленного. В заполнителе галечников и в песках обломочный материал также пестрого состава, но основную роль играет кварц. Терригенные зерна хорошо окатаны. В заиленных прослоях песка тонкие фракции сложены глинистым веществом, терригенная часть пелитовой фракции представлена кварцем, полевыми шпатами со слюдами, все они присутствуют в подчиненных количествах. Галечники этого слоя практически некарбонатны, в то же время отдельные прослои заиленных песков имеют карбонатность порядка 8–12%. Карбонат представлен мелкими зернами кальцита, в небольших количествах присутствует сидерит. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы, много пироксенов, амфиболов, циркона и эпидота. Растительная органика, присутствующая в заполнителе галечников в небольшом количестве и образующая скопления в заиленных песках, обычно минерализована. Из растительных остатков определены шишки и семена Larix sp., Picea sp., Cyperaceae spp., Ceratophyllum sp., Cicuta virosa L., Potamogeton sp., Polygonum lapatipholium L. Из галечника происходят также остатки Mammuthus trogontherii chosaricus Dubrovo, Alces sp.

В верхней части слоя иногда почти на всю его мощность (до глубины 4м) проникают псевдоморфозы галечника и песка по ледяным жилам и наблюдается вертикальная ориентировка галек. Земляные жилы имеются также в середине слоя.

Отложения с Mammuthus trogontherii chosaricus сформировались в первую половину среднего плейстоцена; перекрывающая их песчаная серия – в более поздние этапы среднего плейстоцена. В верхней части слоя 6 фиксируются условия сезонного промерзания и оттаивания. В начале среднего плейстоцена существовала многолетняя мерзлота, но климат, судя по составу растительности, был теплее верхнеплейстоценового 5–10

7. Песок разнозернистый, серый, желтый и буровато-желтый, с примесью гравия и гальки, с прослоями хорошо промытых и отсортированных галечников. Обломочный материал хорошо окатан. Породы косослоистые, реже горизонтальнослоистые. Почти все гальки покрыты бурой пленкой гидроокислов железа. Пески в основном кварцевые, некоторые прослои довольно слюдистые. Местами присутствуют линзы и выклинивающиеся прослои фоссилизированной древесины. Среди акцессорных минералов присутствует много рудных пироксенов, розовых гранатов и амфиболов. Нередко встречается ставролит, циркон и турмалин. В песках найдены остатки млекопитающих Alces latifrons Jons., Bison aff. schoetensacki Frend., Equus sp., (ex gr. sanmeniensis), Trogontherium cf. cuvieri Fisch.

Спорово-пыльцевые спектры, по определению Л.Л. Гончаровой и Л.В. Голубевой, характеризуются абсолютным преобладанием пыльцы древесных (48–92%) над недревесными (4–8%) и спорами (2–45%). Среди древесных доминируют Betula sect. Albae и разнообразные представители рода Pinus. В составе трав присутствуют Gramineae, Ericales, Cruciferae, Ranunculaceae, Thalictrum и др. Среди спор выявлены Sphagnales, Polypodiaceae, Osmundaceae, Bryales, Lycopodium, Selaginella. Формирование отложений происходило в эоплейстоцене 3–7

8. Песок желтовато-серый и серый, разнозернистый, с мелким гравием, со слабозаметной субгоризонтальной слоистостью, обусловленной чередованием серых, темно-серых и желтых прослоев. Местами хорошо выражена косая слоистость. По всей толще заметны мелкие пятна ржавого цвета, в центре которых четко видны остатки растений. В виде небольших линз и отдельных включений присутствуют обломки лигнитизированной древесины. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа и прямая намагниченность пород дают основание считать их плиоценовыми. Толща, формировалась при умеренном климате в условиях отсутствия постоянной мерзлоты . . . видимая 5,5

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАССЕЙНЕ р. АНАБАР

В долине р. Анабар выделяется серия эрозионно-аккумулятивных террас. Разрез самой высокой террасы (110 м над урезом) представлен сильно льдистыми покровными и аллювиальными отложениями. Верхняя часть разреза – это сильно переработанный мерзлотой песчано-галечный аллювий с прослоями и линзами супесей с растительными остатками. Льдистая масса составляет до 80% всего объема породы. Вся эта се-

рия осадков содержит ледяные жилки. Мощность слоя 3–5 м. Ниже залегают песчано-гравийные и галечниковые аллювиальные отложения, постепенно переходящие во все более грубые серии, включающие валуны диаметром до 30 см. В отложениях видны линзы чистого льда, прослои и линзы песка. Мощность аллювия 6–7 м. Аллювиальные отложения залегают на маломощном слое желтого и охристого карбонатного алеврита, в котором в виде включений присутствуют гравий и мелкая галька. Пыльца и споры в этих отложениях не были найдены. О возрасте аллювия этой террасы можно судить лишь по ее геоморфологическому положению и соотношению с аллювием более низкой террасы. Скорее всего, аллювиальная толща формировалась в плиоцене–эоплейстоцене. Верхняя покровная часть разреза по аналогии с другими подобными отложениями относится к верхнему плейстоцену.

Следующая, более низкая, 80-метровая терраса р. Анабар хорошо выражена в рельефе. Последовательность отложений этой террасы обнаруживает большое сходство с разрезом более высокой, 110-метровой террасы. В верхней части отложения представлены сильно льдистой (с ледяными жилами) серией глинистых песков с беспорядочно рассеянной галькой. Ниже залегают аллювиальные галечники, песок и гравий. Горизонтальная и пологонаклонная слоистость создается чередованием слоев с различным содержанием грубообломочного материала. Мощность аллювия 5–8 м. В основании аллювия на контакте с доломитами эродированного цоколя террасы вскрыт тонкий (до 1 м) прослой желтой песчанистой глины с редкой галькой. Образцы из глины обратно намагничены.

Кроме высоких упомянутых террас, в долине р. Анабар выделяются террасы высотой 60, 25–30, 15 м и пойма.

Большой интерес представляют остатки древних долин на водораздельных пространствах к востоку от долины р. Анабар. Эти долины выражены в рельефе в виде неглубоких, но очень широких логов. В долине р. Балаганнах шурфами вскрыта 7-метровая толща песчано-галечникового аллювия, сильно льдистого и переработанного мерзлотой в верхней части и содержащего меньше льда в нижней части. В спорово-пыльцевом спектре из нижней части аллювия много пыльцы ели, лиственницы, древовидной и кустарниковой березы, что свидетельствует о возрасте несомненно более древнем, чем средний, а вероятно, и нижний плейстоцен. Ниже аллювия залегает суглинисто-супесчаный слой мощностью около 2 м. В средней его части установлена прямая полярность. В другом шурфе той же долины глинистый прослой на контакте между аллювием и подстилающими меловыми песчаниками обратно намагничен, пыльца из этого прослоя и перекрывающих его аллювиальных отложений отражает растительное сообщество перигляциального типа.

В нескольких разрезах в долинах небольших логов в бассейне р. Эбелях – левого притока р. Анабар – поверх песчано-галечникового аллювия залегает слой с остатками деревьев, большей частью лиственницы и березы. Для образца древесины из этого слоя была получена радиоуглеродная дата 7410 ± 40 л.н. (ГИН-1608), характеризующая климатический оптимум голоцена. Из других горизонтов, находящихся в аналогичных геологических условиях, получен ряд дат, относящихся к более поздним этапам голоцена. В шурфе на правом берегу р. Эбелях в 15 км ниже пос. Амакинский в слое с древесиной были найдены остатки Rangifer tarandus (данные о фауне млекопитающих представлены геологом В.В. Грициком). Из аллювиальных отложений на левом берегу р. Эбелях в 1,5 км выше пос. Амакинский в шурфе на глубине около 5 м найдены остатки Mammuthus primigenius. В этом же районе в аналогичных условиях обнаружены остатки Equus sp.

В бассейне среднего течения р. Анабар не обнаружено никаких следов оледенения. Вместе с тем выполненные работы показывают широкое развитие четвертичных перигляциальных ландшафтов: криогенные явления, распространение растительности перигляциального типа и мамонтовой фауны.

ЧЕБЫДИНСКОЕ ОБНАЖЕНИЕ

Обнажение на левом берегу р. Вилюй в 12 км ниже устья р. Чебыда позволяет представить изменения климата в плейстоцене. В обрывах, протягивающихся на расстояние около 5 км, вскрываются разновозрастные и различные по генезису толщи.

В основании разреза плейстоценовых отложений на верхнемеловых песчаниках цоколя залегает слой песка разнозернистого с гравием, галькой и небольшими валунами. Отложения окрашены в желтый и буроватый цвет гидроокислами железа. В скоплениях древесных обломков и растительного материала находятся шишки Picea и Larix, семена Larix dahurica Turcz., Menyanthes trifoliata L., Potamogeton perfoliatus L., P. acutifolius, Viola sp., Carex rostrata, Chara sp., Carex sp. С аллювием этого слоя связывается находка остатков Mammuthus trogontherii trogontherii (Pohl.).

Образцы глин из средней части слоя обратно намагничены. В этой части аллювиальной серии Вилюя регистрируется переход от эпохи прямой полярности Брюнес к эпохе обратной полярности Матуяма. Характерно, что аллювиальные отложения, находящиеся стратиграфически ниже (например, аллювий Тустахской террасы на р. Лена), также обратно намагничены. Это дает определенное основание считать интерпретацию палеомагнитных данных, полученных из аллювия IV террасы Вилюя (пеледуйской – по принятой в Восточной Сибири терминологии), правильной. Палеоботанические и палеонтологические материалы, собранные из аллювиальных отложений террасы, и отсутствие здесь криогенных нарушений свидетельствуют об относительно умеренном климате, в условиях которого накапливался аллювий террасы.

Выше залегает слой хорошо отсортированного серого песка горизонтально- и косослоистого субаквального и эолового происхождения. В этом слое найдены остатки Camelus sp. Слой относится к среднему плейстоцену. По данным палинологических исследований (Пахомов и др., 1975), климатические условия, в которых сформировались среднеплейстоценовые отложения, по сравнению с климатом эоплейстоцена и раннего плейстоцена изменились в сторону похолодания.

Песчаные толщи Чебыдинского обнажения перекрываются покровными суглинисто-супесчаными осадками с прослоями торфа и жильными льдами и псевдоморфозами по ледяным клиньям.

В покровной толще позднего плейстоцена описаны слои, заключающие ясные следы холодного климата и признаки некоторого потепления. В нижней части залегает торфяник, для которого получены запредельные радиоуглеродные даты. Выше располагается толща лёссовидных суглинков с "холодным" палинокомплексом (перигляциальные условия зырянского оледенения). Она перекрыта серией суглинков и супесей с остатками стволов, ветками и шишками лиственниц. Местами в обнажении видны следы термокарста, относящегося ко времени некоторой деградации мерзлоты в каргинский интервал верхнего плейстоцена. Имеется ряд радиоуглеродных дат, подтверждающих вывод о возрасте этой толщи. Еще выше вскрывается суглинисто-супесчаная сильно льдистая серия с мощными ледяными жилами, отражающими усиление мерзлотных процессов в сартанское время (Алексеев, 1978). Значительное похолодание, установленное по развитию криогенных образований и палинологически в этой серии осадков, прослеживается достаточно широко по всей северной части Азии и на островах Ледовитого океана.

ВЫВОДЫ

Исследования разрезов верхнего кайнозоя Якутии дают возможность обосновать более надежно, чем прежде, возраст отложений и предложить палеогеографическую и палеоклиматическую реконструкцию для ряда стратиграфических срезов.

1. Нижняя часть эоплейстоценовых песчано-галечниковых отложений была сформирована в условиях умеренного или умеренно-холодного климата, а верхняя часть, представленная в основном галечником, – в условиях холодного и более сухого климата. С эоплейстоценовыми отложениями основания Тандинского и Таттинского обнажений на р. Алдан связаны остатки алданской фауны млекопитающих.

2. Нижний плейстоцен представлен аллювиальными отложениями высоких террас рек Лены и Вилюя. Изучение палинологических ассоциаций, остатков фауны млекопитающих и текстурных особенностей осадков свидетельствует о дальнейшем увеличении сухости и прогрессировавшем похолодании. Появление постоянной мерзлоты, по нашим данным, в Центральной Якутии относится к концу нижнего плейстоцена. В северной части Якутии сингенетические криогенные текстуры присутствуют в эоплейстоценовых и плиоценовых отложениях.

3. В среднем плейстоцене, судя по характеру криогенных образований, палинологическим и литолого-минералогическим данным, климат Центральной Якутии стал еще более холодным и сухим. Отложения среднего плейстоцена с Mammuthus trogontherii trogontherii в Тандинском обнажении заключают псевдоморфозы по ледяным жилам, проникающие в среднеплейстоценовую толщу на глубину до 5 м. Начиная со среднего плейстоцена заканчивается формирование нормальной системы эрозионно-аккумулятивных террас; происходит наложение на бестяхские (тобольские) и более древние отложения верхнего кайнозоя песчаных флювиогляциальных, озерных и эоловых образований самарского и более позднего возраста. Долины рек Лена и Алдан превратились в основные пути стока ледниковых вод и аккумуляции материала, поступавшего из области оледенения.

4. Начало позднего плейстоцена ознаменовалось заметным потеплением; это отразилось на характере растительности – появлении сибирского кедра в Центральной Якутии вплоть до устья р. Алдан. Типичные отложения казанцевского возраста характеризуются отсутствием сингенетических криогенных текстур. Палеомагнитным методом в разрезе казанцевского времени установлен короткий палеомагнитный эпизод, который интерпретируется как эпизод обратной полярности Блейк эпохи прямой полярности Брюнес. Казанцевское время было самым теплым во второй половине плейстоцена.

5. Зырянское, каргинское и сартанское время, охватывающее хронологический интервал от 70 до 10 тыс. лет назад, характеризуется сменой трех климатических режимов. Для зырянского века типично широкое развитие криогенных процессов, формирование больших масс подземных льдов, распространение ландшафтов перигляциального типа и горного оледенения.

Каргинский век отмечен сменой климата в сторону незначительного потепления. Для этого времени типично достаточно широкое проявление термокарстовых процессов, следы которых фиксируются в разрезах покровных отложений. Каргинские отложения, по данным радиоуглеродных определений, формировались в течение отрезка времени между 45 и 25 тыс. лет назад.

Сартанское время (25–11 тыс. лет) – это время наибольшего похолодания, развития криогенных процессов в условиях сурового сухого климата. Оледенение охватило лишь горные районы. Обширные пространства Центральной и Северной Якутии, включая Восточно-Арктический шельф, представляли собой огромную перигляциальную область.

Для второй половины среднего плейстоцена, несмотря на флуктуации, характерен довольно однородный климатический режим – низкие температуры, суровая зима, короткое, не всегда достаточно теплое лето.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: (Стратиграфия и корреляция). М.: Наука, 1978. 205 с.

Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальный анализ четвертичных отложений нижней части бассейна р. Тумары. // Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5–24.

Пахомов М.М., Шофман И.Л., Прокопчук Б.И. Условия формирования антропогеновых отложений Чебыдинского разреза (нижнее течение р. Вилюй). // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 44, с. 117–122.

Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М.: Наука, 1968. 460 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.79

Е.В ДЕВЯТКИН, Е.М. МАЛАЕВА, В.Э. МУРЗАЕВА

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АНТРОПОГЕНА ДОЛИНЫ р. ХАЛХИН-ГОЛ

Река Халхин-Гол берет начало в горах Большого Хингана и протекает с юга на север и северо-запад, впадая в оз. Буйр-Нур. Специальных исследований стратиграфии кайнозойских отложений этой территории не проводилось. В литературе имеются указания на наличие нескольких террас в долине и лёссовидных суглинков, перекрывающих левобережные придолинные возвышенности (Маринов, 1957; Геология..., 1973). Материалы по стратиграфии четвертичных террас р. Халхин-Гол кратко изложены в работе Е.В. Девяткина (1982). В настоящей статье приводятся более полные данные по этому району. Термолюминесцентное датирование было проведено В.Н. Шелкоплясом в лаборатории Института геологических наук АН УССР.

Долина р. Халхин-Гол имеет асимметричное строение. Левый берег высокий, с серией террас, правый – более пологий, на нем развита лишь низкая терраса. Коренные породы левого берега представлены верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми образованиями.

Террасовый комплекс долины состоит из трех террас, высокой и низкой пойм. Верхняя III терраса представляет собой окраинную, слегка сниженную часть обширной аккумулятивной равнины, сложенной толщей рыхлых, преимущественно песчаных осадков аллювиального и озерно-аллювиального облика. Ее поверхность составляет основной элемент рельефа равнинной территории Восточной Монголии, протягиваясь почти 300-километровой полосой с юго-запада на северо-восток при ширине 50–60 км (Карта..., 1979).

В уступе верхней террасы, имеющей на левом берегу р. Халхин-Гол, близ памятника Яковлевцам, высоту 50–60 м, вскрываются песчаные ее отложения и покровный комплекс эоловых и почвенных горизонтов. Сверху вниз здесь вскрываются:

Мощность, м

1. Современная почва – светло-серый слабо гумусированный опесчаненный суглинок 0,2
2. Песок нечетко слоистый, пылеватый, вероятно эоловый. В нем и на поверхности нижележащей древней почвы найдены обломки гладкой и расписной обожженной керамики 0,3
3. Ископаемая почва – черный сильно гумусированный плотный суглинок с четкой ровной верхней и расплывчатой нижней границей. Из почвы получена ТЛ дата 46 ± 7 тыс. лет 1,2
4. Супеси и суглинки лёссовидные, неясно слоистые, с четкой вертикальной отдельностью, палево-серые, карбонатизированные. Нижний контакт нечеткий. Из суглинков получена ТЛ дата 120 ± 16 тыс. лет 1,5–1,7
5. Пески светло-серые, тонкозернистые, с нечеткой волнистой и горизонтальной слоистостью. По кровле прослеживается горизонт криогенных текстур, представленных мерзлотными клиньями. Они встречаются на расстоянии 5–8 м друг от друга, достигают глубины 1,2–1,5 м при ширине поверху до 0,5 м. Ниже горизонта криотурбаций из песков получена ТЛ дата 180 ∓ 26 тыс. лет 1,5–2

Из лёссовидных суглинков (слой 4) и песков (слой 5) собраны кости Equus sp., Bison priscus longicornis, Bos sp., Rhinoceros sp.

Мощность, м

6. Пески светло-серые, разнозернистые, косо- и горизонтальнослоистые, содержат включения и тонкие прослои мелкого гравия. Книзу прослоев гравийного и мелкогалечного материала становится больше 10–15

Большая часть песков слоя 6 покрыта осыпью или задернована; судя по высоте, мощность слоя не менее 10–15 м. Ниже осыпи вновь обнажаются пески – светлые, почти белые, кварцевые, с пятнами ожелезнения, видимой мощностью 6–8 м. Под ними на цоколе меловых пород залегает 3–5-метровая пачка рыхлых песчано-гравийных отложений. Они ярко-рыжие и светло-серые, хорошо промытые, прослоями сильно ожелезненные, уплотненные железисто-марганцевым цементом до состояния рыхлых песчаников.

Вторая (средняя) терраса р. Халхин-Гол высотой 20–25 м распространена в основном на левом борту долины, прислоняясь к III высокой террасе. Терраса цокольная, сверху вниз имеет следующее строение (разрез ниже пос. Хамар-Даба):

Мощность, м

1. Современная почва – темно-серая слабо гумусированная супесь с корнями растений 0,2
2. Песок желтый, тонкозернистый, однородный, пылеватый, с примесью гравия 0,5
3. Погребенная почва – супесь темно-бурая, плотная, со столбчатой отдельностью, с корнями, ходами червей; ТЛ дата 33 ∓ 5 тыс. лет 1
4. Переслаивание песков желто-серых, среднезернистых, пылеватых, рыхлых и серых супесей; мощность прослоев песков по всему горизонту 10–15 см, супесей – от 3–5 см внизу до 10–12 см вверху 1,5
5. Погребенная почва – супесь темно-бурая, плотная, с ходами червей, по нижней границе с белыми выцветами карбонатов 0,3
6. Песок светло-серый, тонкозернистый, пылеватый, горизонтально и неясно волнистослоистый, внизу с мелкими пятнами ожелезнения; ТЛ дата 66 ∓ 9 тыс. лет 1,0–1,2
7. Супесь желтая, горизонтальнослоистая, прослоями ожелезненная 0,5–0,8
8. Супесь серая, горизонтальнослоистая, прослоями ожелезненная и гумусированная, со столбчатой отдельностью. По нижнему контакту прослеживается прослой в 1–2 см грубого рыжего песка 0,6
9. Галечник мелкий, содержание гальки до 60%, галька 1–3, редко 5–8 см, преимущественно эффузивных пород, хорошо окатанная; заполнитель – песок серый, среднезернистый, хорошо промытый. Вверх по течению галечник замещается галечной супесью с 10–15% содержанием мелкой ожелезненной гальки; в подошве слоя – размыв. ТЛ дата 93 ∓ 16 тыс. лет 0,5
10. Песок серый, мелкозернистый, с прослоями в 2–3 см темно-серого суглинка 0,2

Ниже по склону – осыпь песков светло-серых, почти белых, кварцевых, хорошо промытых, очень сыпучих, с небольшой примесью гравия, мелкой и средней ожелезненной гальки. Мощность песков 7–8 м; у самого уреза – выходы меловых песчаников.

Первая (низкая) терраса р. Халхин-Гол имеет широкое распространение на обоих бортах долины, достигая высоты 10–13 м. В разрезе первой террасы на левом берегу близ пос. Хамар-Даба сверху вниз вскрываются:

Мощность, м

1. Современная почва – песок темно-бурый, тонкозернистый, глинистый, плотный, с корнями растений и кротовинами, с примесью (5–10%) гравия и гальки 0,5–1
2. Переслаивание мелкого галечника и песка желтого и красновато-желтого, мощность прослоев 0,1–0,2 м 1
3. Галечник мелкий и средний, хорошей окатанности, заполнитель (20–30%) – песок крупнозернистый, гравелистый 0,2
4. Песок светло-серый, средне- и крупнозернистый, хорошо промытый, очень сыпучий, горизонтально и слабо наклоннослоистый, с небольшой примесью гравия и мелкой гальки, с двумя маломощными прослоями (0,3–0,4 м) мелкого галечника 7,3
5. Базальный галечник, крупный, с валунами диаметром 10–15 см; заполнитель (10–20%) – песок грубозернистый 0,2
6. Глины белые и оранжево- белые (неоген?) 2

Вскрытые под аллювием террасы (слои 1–3) светлые сыпучие пески слоя 4 полностью аналогичны пескам, лежащим в основании уступа II террасы. Они резко отличаются от перекрывающих их террасовых отложений и фиксируют существенно более

древний этап аккумуляции. По своему внешнему облику они очень близки к светло-серым пескам высокой озерно-аллювиальной равнины (III террасы) с ТЛ датировками 120–180 тыс. лет. По возрасту, резкому преобладанию светлых песков и повышенным значениям их мощностей вся эта песчаная толща может считаться аналогом кривоярской свиты Северной Монголии.

Высокая (3–4 м) и низкая (1,5–2 м) поймы имеют сходное строение. На поверхности отмечаются эоловые пески. В разрезе высокой поймы прослеживается сдвоенный почвенный горизонт. Отложения пойм в основном песчаные, в прирусловой части – гравийно-галечные. В уступе высокой поймы на левом берегу выше памятника Ирэн-Батар сверху вниз вскрываются:

Мощность, м

1. Суглинок желтовато-серый, плотный, мелкокомковатый, с корнями растений, с мелким щебнем белых меловых глин и дресвой 0,6
2. Песок коричневато-серый, крупнозернистый, пылеватый, неслоистый, с примесью (до 5%) мелкой гальки диаметром 1–2 см и гравия 0,2
3. Тонкое ленточное переслаивание песка желтого, тонкозернистого и супеси серой, легкой; мощность прослойков вверху 1–2 мм, внизу 1–2 см 0,1
4. Суглинок темно-серый, плотный, слоистый, вверху с включениями темно-серой меловой глины 1
5. Песок светло-желтый, среднезернистый, промытый, с прослоями от 1 до 10 см темно-серой супеси 0,9
6. Галечник крупный и средний с песчаным заполнителем . . . . . (видимая) 0,3

Буровые скважины, пройденные на низкой пойме и первой террасе, вскрыли под современным и молодым аллювием отложения погребенной долины мощностью до 23 м. Древней аллювий представлен галечно-песчаным материалом с выветрелой галькой, количество которой возрастает в тальвеге погребенной долины, где осадки представлены темными песками с линзами гравия и хорошо окатанной гальки. По аналогии с другими долинами Северной Монголии, где имеются палинологические и фаунистические материалы, подобные отложения могут быть отнесены к позднему плиоцену – раннему плейстоцену (Девяткин, 1982).

Первые итоги палинологического изучения плейстоценового аллювия р. Халхин-Гол были кратко изложены в работе Е.В. Девяткина (1982). Палинологические данные, которыми располагают авторы статьи, имеют не только узкорегиональный, но и более широкий палеогеографический смысл и представляют определенный интерес для корреляции плейстоценовых событий на севере Монголии. В связи с этим результаты палинологических исследований целесообразно рассмотреть более детально.

В верхнем течении р. Халхин-Гол пересекает предгорья и низкогорья Большого Хингана, где распространены островные лиственничные леса с сосной и березой, а в долине – ивняки и тополевники. В современном аллювии в пределах степного Прихинганья пыльца древесно-кустарниковой растительности составляет в спектре до 30%. В современном аллювии определена пыльца берез, сосны обыкновенной, ивы, ольховника. Среди преобладающей пыльцы травянистых растений и кустарничков основную роль играет пыльца полыни, осок и маревых. Определена пыльца эфедры, злаков и сложноцветных и отдельные пыльцевые зерна володушки, лука, кровохлебки, герани, зонтичных, гвоздичных, гречишных, свинчатковых.

В отложениях высокой поймы р. Халхин-Гол выделяются две пыльцевые зоны. Нижняя пыльцевая зона 2 отличается повышенным содержанием спор, главным образом спор папоротников, вместе с которыми встречены споры гроздовника, плауна, сфагновых и зеленых мхов (см. рисунок на вкл.). В верхней пыльцевой зоне 1 возрастает содержание пыльцы деревьев и резко сокращается количество спор. В группе пыльцы деревьев и кустаников преобладает пыльца сосны обыкновенной и в небольших количествах или единично отмечена пыльца берез, ольховника, сибирской сосны.

Состав травянистой пыльцы выделенных зон также несколько различен, несмотря на близкие соотношения доминантов. В верхней зоне отсутствует пыльца представителей лесных и лугово-лесных местообитаний, а в отложениях зоны 2 она отмечена (Polygonum viviparum, Lilium и др.).

Представляет интерес интерпретация спектров с необычно высоким содержанием спор, так как сочетание большого количества спор с пыльцой степного, лугово-степного и лугово-лесного разнотравья – это не совсем обычное явление, и его расшифровка потребовала дополнительных экспериментов. Они заключались в изучении статистических выборок проб современного аллювия рек в разных ландшафтно-географических условиях и в детальном (со сближенными интервалами отбора проб) анализе пойменных отложений ряда рек Южного Забайкалья и Северной Монголии. Полученные выводы кратко сводятся к следующему.

В отложениях высокой поймы многих рек отмечаются горизонты, обогащенные спорами. В группе спор обычно преобладают споры папортников. В зависимости от сопутствующих компонентов и доли их участия такие комплексы можно объединить в несколько типовых групп. Сопутствующими компонентами обычно бывают споры гроздовника, плауна плауновидного, других видов плаунов, зеленых и сфагновых мхов, селягинелл, криптограммы. Во всех бассейнах рек, где изучались пойменные отложения, широко распространены лиственничные леса. Разрезы расположены в пределах лесного пояса, у контакта лесного и степного поясов и в степном поясе.

Обогащение современного аллювия рек спорами папоротникообразных в горах Северной Монголии и Южного Забайкалья происходит там, где долина пересекает пояс горных лиственничников и верхнюю часть лесного пояса. Обогащение спорами папоротников в сочетании с большим количеством спор гроздовника происходит в аллювии крутосклонных долин в среднегорьях, где всегда обильны скальные выходы, осыпные и каменистые склоны, курумы.

Фитоценотическая роль папоротникообразных в современных горных ландшафтах указанных территорий весьма невелика. Несмотря на значительное количество видов из семейства многоножковых, встречающихся в горах Забайкалья и Монголии, их распространение ограничено, а для многих видов отмечается весьма редкая встречаемость (Флора Забайкалья, 1966; Грубов, 1955). То же можно сказать и о других представителях споровых растений. Вертикальная амплитуда их распространения в горах значительна – от верхней части степного до подгольцового пояса, но расселение их строго локально. Наряду с лесными местообитаниями многочисленная группа этих растений связана со специфическими условиями этих горных стран. Папоротники расселяются в тени и в расщелинах среди скал, каменных развалов, коренных обрывов в долинах в полосе контакта лиственничников и степи. Используя влажные и прохладные условия в тени скал, эти растения заходят и в пределы степного горного пояса. Обогащение спорами аллювия происходит несколько ниже по течению полосы преимущественного распространения споровых растений. Далее вниз по течению и в сниженных предгорьях в аллювии обычно содержится лишь незначительное (1–2%) количество спор отдельных видов.

Каким образом возникала возможность для обогащения спорами папоротникообразных аллювия рек, дренирующих ныне остепненные равнины? Очевидно, такие условия создавались при расширении площади лиственничных лесов, которые обычно контактируют со степями. При некотором, даже небольшом снижении летних температур и, следовательно, более благоприятном для лесных формаций влажностном режиме лиственничники могли спускаться ниже по склонам. Даже небольшая вертикальная амплитуда смещения этих лесов создавала бы эффект значительного приращения их площади, так как леса спускались бы на все более пологие уровни рельефа. Одновременно с расселением лиственницы становились фитоценотически активными и такие растительные сообщества, которые экологически близки к ней. К таким сообществам относятся группировки мезопетрофитов и психрофитов, включающие папоротники. Условно "холодные" лиственничники, сопровождаемые каймой психрофитных сообществ, вероятно, заходили в пределы степного пояса, используя аномальные микроклиматические условия. Поскольку пыльца лиственницы почти не сохраняется в осадках, то спорово-пыльцевые спектры такого комплекса растительных сообществ приобретают своеобразные черты. Формируются "скрытые" лесные спектры, в которых почти не

участвует пыльца деревьев и кустарников и которые тем не менее свидетельствуют о распространении преимущественно однопородных лиственничников. В спектрах с участием сосны обыкновенной и березы о роли лиственничников приходится судить по присутствию пыльцы ольховника, кустарниковых берез, разнообразию и составу спор, т. е. только по косвенным признакам.

О сходном явлении обогащения спорами пойменных осадков упоминается в ряде работ. Такие данные, относящиеся к долине р. Селенги, приводятся Л.В. Голубевой (1978). Аналогичные примеры спорово-пыльцевых спектров из отложений низких террас есть в монографии Э.И. Равского (1972), в статье С.А. Лаухина и др. (1980). Обогащение спорово-пыльцевых спектров спорами в сочетании с большим количеством пыльцы травянистых растений авторы трактуют по-разному с фитоценотической точки зрения, отдавая, однако, предпочтение выводу о безлесии территории.

Возвращаясь к разрезу поймы р. Халхин-Гол, остается определить его возможные возрастные рамки. В соответствии с предлагаемой расшифровкой спектров пыльцевой зоны 2 в ранний период формирования аллювия высокой поймы происходило расширение площади лиственничных лесов, что могло быть связано со слабым общим похолоданием (снижением как летних, так и зимних температур) или снижением только летних температур без существенного изменения зимних. И в том и в другом случае речь идет об абсолютном похолодании и несколько большей, чем в настоящее время, влагообеспеченности. В соответствии с периодизацией голоцена, в том числе голоцена Сибири, детально рассмотренной Н.А. Хотинским (1977), данный период, вероятно, может соответствовать суббореальному термическому минимуму голоцена или его части. Во всяком случае, фиксируемое в горизонтах высоких пойм обогащение спорами в более молодых отложениях высоких и низких пойм не повторялось. Следовательно, эта экспансия лиственничников была последней.

Более древние голоценовые отложения вскрываются в разрезе озерной террасы оз. Буйр-Нур, имеющей высоту до 8 м. В спорово-пыльцевой зоне 3 из этих отложений, залегающих выше погребенной почвы с ТЛ датой 8 800 ∓ 400 лет, преобладает пыльца травянистых и древесных растений. Среди древесной пыльцы преобладает пыльца сосны обыкновенной, отмечена пыльца сибирской сосны, ели, пихты, ольхи, лещины, дуба. Также в небольших количествах определена пыльца кустарниковых берез и ольховника. В группе пыльцы травянистых растений преобладает пыльца полыни, маревых и эфедры, постоянно присутствует пыльца водных растений, особенно ежеголовниковых. Споры составляют 2–4%. В каждом образце определены споры папоротников, а в отдельных образцах единично определены споры сфагновых мхов, плауна плауновидного, гроздовника.

Наличие в озерных отложениях устойчиво повторяющихся высоких содержаний пыльцы деревьев, присутствие, хотя и в небольших количествах, пыльцы широколиственных и темнохвойных пород дает основание говорить не только о более значительном, чем современное, распространении лесных формаций. Напрашивается вывод о разнообразии лесных формаций в предгорной части бассейна р. Халхин-Гол. Преобладали светлохвойные леса, в смешанных лесах встречались широколиственные породы. Условия их существования предполагают более мягкий и влажный климат, чем в настоящее время. Судя по положению осадков этой пыльцевой зоны (выше ТЛ даты 8 800 лет и ниже суббореальных слоев), она соответствует атлантическому времени голоцена.

Палинологическая характеристика отложений I террасы менее полная, чем пойменных. В песчаных и более грубых ее отложениях содержится мало пыльцы. Гравийно-галечный аллювий низов террасы (пыльцевая зона 5) обогащен пыльцой полыни и маревых. Группа пыльцы древесных растений имеет бедный состав: пыльца сосны обыкновенной, древовидной и кустарниковой березы, ольховника. Споры отмечены единично, а состав пыльцы разнотравья очень бедный.

Более сложная картина смены спорово-пыльцевых спектров наблюдается в отложениях II террасы. В песчаных отложениях верхней части разреза (пыльцевая зона 7) спектр обогащен пыльцой травянистых растений. Преобладает пыльца полыни, маре-

вых, осоковых, сложноцветных, эфедры. Пыльца древесных растений, составляющая до16%, представлена главным образом пыльцой сосны обыкновенной в сочетании с небольшим количеством пыльцы берез и ольховника.

Далее, в пачке, включающей верхнюю погребенную почву, практически отсутствует пыльца деревьев и кустарников (пыльцевая зона 8). 97% спектра составляет пыльца травянистых растений и кустарничков, представленная всего несколькими формами – полынью, маревыми, сложноцветными, эфедрой. Единично отмечена пыльца злаков и свинчатковых.

В погребенной почве, которая залегает в средней части разреза, спорово-пыльцевой спектр существенно иной (пыльцевая зона 9). Здесь также доминирует пыльца трав, но в сочетании со значительным количеством спор, представленных спорами папоротников, гроздовника, плауна. В группе пыльцы травянистых растений преобладает пыльца полыни, сложноцветных и маревых, присутствует пыльца эфедры, гвоздичных и злаков. Древесные растения представлены единичными пыльцевыми зернами сосны обыкновенной и березы.

Далее выделяется пыльцевая зона 10, в которой, так же как и в более верхних слоях, преобладает пыльца травянистых растений, однако ее состав разнообразнее. Доминирует в спектрах пыльца полыни и маревых. Отмечена пыльца злаков, сложноцветных, осок, эфедры. В комплексе пыльцы разнотравья определены представители семейств и родов, характерных для лугово-степных и степных сообществ. Характерно присутствие пыльцы водных растений, особенно в основании слоя, где определена пыльца ежеголовниковых и частуховых. Споры составляют около 2% спектра. Постоянно отмечены споры папоротников и единично – споры зеленых и сфагновых мхов, гроздовника, плауна и плаунка сибирского. Пыльца древесных растений, составляющая также 2%, представлена в основном пыльцой берез и ольховника. Единично и не во всех пробах определена пыльца ели и сосны обыкновенной.

В нижней части разреза (пыльцевая зона 11) снова наблюдается обогащение спорами, которые составляют 4–21%. Пыльца травянистых растений и кустарничков преобладает. В этой группе основу составляет пыльца полыни в сочетании с пыльцой маревых и сложноцветных. На глубине 6,3 м 30% пыльцы составляет пыльца ежеголовниковых. Пыльца разнотравья довольно разнообразна, состоит из представителей родов и семейств лугово-лесных, лугово-степных и степных сообществ. В группе пыльцы деревьев и кустарников определена пыльца древовидной и кустарниковой березы, сосны обыкновенной, сосны сибирской, ели, ольхи, ольховника и единично лещины и ивы. Группа спор представлена спорами папоротников и гроздовника, единично отмечены споры зеленых и сфагновых мхов, плауна, плаунка сибирского.

В целом в разрезе II террасы отражены неоднократные изменения растительного покрова бассейна реки. Однако общим признаком является постоянный "степной" характер преобладающего фона травянистой пыльцы: большое количество пыльцы полыни и маревых, значительное содержание пыльцы эфедры и сложноцветных, представленных двумя-тремя формами.

Начало накопления аллювия II террасы – это, очевидно, завершающая часть более влажной и прохладной, чем современная, эпохи. Такие условия определяются на основании весьма характерного сочетания пыльцы древовидных и кустарниковых берез с ольховником при фактическом отсутствии пыльцы сосны обыкновенной. Обилие спор позволяет предполагать распространение лиственничных и березово-лиственничных лесов в сочетании с разнообразными травянистыми ассоциациями. Отсутствие пыльцы широколиственных растений регламентирует возможную трактовку термических условий. Так, в нижнем образце определена пыльца лещины и ольхи, а выше по разрезу пыльцы широколиственных растений нет. Поэтому, вероятнее всего, в низах разреза намечается тенденция перехода к условиям, неблагоприятным для жизни древесных пород-микротермов. В общей форме это переход от умеренно-прохладных и умеренно-влажных условий к более прохладным (имеются в виду предгорные части бассейна).

Дальнейшая последовательность изменения пыльцевых спектров определялась сла-

бым нарастанием сухости при сохранении общего прохладного климатического фона: по пыльце намечается аридизация ландшафтов, так как из состава спорово-пыльцевых спектров практически исчезает пыльца древесных растений. После формирования средней погребенной почвы (слой 5) ландшафтные условия становятся прохладными и сухими, о чем говорят такие признаки спектров, как монодоминантный состав травянистой пыльцы, отсутствие пыльцы деревьев и кустарников, резкое сокращение содержания спор.

Аккумулятивная толща III террасы, как уже отмечалось выше, имеет сложное строение и различный литологический состав осадков. В толще озерно-аллювиальных отложений, залегающих ниже слоя с криотурбациями, выделяются две пыльцевые зоны (14, 15). Для всего разреза характерно значительное содержание пыльцы деревьев и кустарников, преобладание пыльцы травянистых растений и единичное содержание спор.

В пыльцевой зоне 14 отмечен разнообразный состав пыльцы деревьев и кустарников. Преобладает пыльца сосны обыкновенной, несколько меньше содержится пыльцы сосны сибирской и берез. Определена пыльца ольхи, лещины, липы, вяза, дуба. Состав пыльцы травянистых растений также разнообразный. Сочетание компонентов лесных и лесостепных сообществ, участие пыльцы широколиственных растений и богатый состав разнотравья – все это отражает разнообразные сообщества лесостепного пояса, остепненных светлохвойных, смешанных и темнохвойных лесов в горах.

Пыльцевая зона 15 содержит разнообразную пыльцу деревьев и кустарников, включая пыльцу широколиственных растений (лещины, ольхи, вяза, липы). Спектр травянистой пыльцы состоит из различных экологических групп. Участие пыльцы темнохвойных пород в сочетании с пыльцой берез, сосны обыкновенной и кустарников – ольховника и кустарниковых берез – позволяет говорить о расширении лесных массивов в горах Хингана. Лесостепной пояс, представленный различными сообществами из березы и сосны, к которым примешивались широколиственные породы, также расширялся за счет расселения лесов на более низкие уровни предгорий.

К нижней части аллювия III террасы следует, по-видимому, относить выходы белесых песков в цоколях I и II террас. В песчано-галечно-гравийных отложениях, вскрытых в цоколе I террасы, определены довольно бедные спорово-пыльцевые спектры (пыльцевая зона 6). В спектрах преобладает пыльца травянистых растений. Ее фон составляет пыльца полыни и маревых. В комплексе пыльцы разнотравья определена пыльца родов и семейств, представители которых широко распространены в разнотравных степях и лесостепи. В группе пыльцы древесных растений определена пыльца сосны обыкновенной, березы, кустарниковой березы, ольховника, лиственницы. На глубине 5 м резко возросло содержание пыльцы сосны обыкновенной. Таким образом, в нижних горизонтах древнего аллювия в спектрах отражены ландшафты лесостепного типа.

Обобщенная картина изменения растительного покрова периода формирования древнего аллювия представляется как пульсация лесных сообществ (расширение–сокращение) вследствие колебаний влагообеспеченности. Термические условия не достигали такого минимума, когда бы не могли существовать широколиственные микротермные породы. Относительная аридизация также не принимала таких масштабов, при которых бы полностью исчезли смешанные леса. Общие изменения природной обстановки во времени заключались в чередовании умеренно-влажных и умеренно-теплых условий с более сухими и по-прежнему умеренно-теплыми условиями.

Разнородный литологический комплекс отложений, венчающий разрез III террасы, отличается богатым и разнообразным составом пыльцы деревьев, кустарников и травянистых растений. Споры в этих отложениях встречены единично. Выделение пыльцевых зон 12 и 13 основано на двух главных признаках. В пыльцевой зоне 12 в отдельных образцах отмечаются аномально высокие содержания пыльцы некоторых травянистых растений, которая обычно встречается в небольших количествах (пыльца лука, гвоздичных, сложноцветных). Это признак дезэкватности спектров данной части разреза. Здесь же определена пыльца широколиственных растений, отсутствующая в пыльцевой зоне 13. В то же время в последней определена пыльца лугово-лесных растений, отсут-

ствующая в зоне 12. Спорово-пыльцевые спектры этой части разреза свидетельствуют о разнообразии и неоднородности природных обстановок при более влажном, чем современный, климате.

Интерпретация спорово-пыльцевых спектров отложений террасового комплекса долины р. Халхин-Гол, состава слагающих осадков и данные ТЛ датирования позволяют сопоставить их с горизонтами сибирской региональной стратиграфической схемы (Архипов и др., 1982).

Палинологические данные из аллювия террас р. Халхин-Гол не показывают резких изменений в характере растительности для цикла "оледенение–межледниковье" в среднем плейстоцене. Те изменения, которые фиксируются пыльцевыми данными, скорее говорят о колебании влагообеспеченности, а изменение термического режима как фактора воздействия на растительный покров имело второстепенный характер. Иная картина намечается для верхнего плейстоцена. Колебания термического режима, в целом небольшие, вызывали существенные перестройки ландшафтных обстановок. Представляет интерес тот факт, что в верхнем плейстоцене существенно возрастает фитоценотическая роль лиственницы как главного лесообразователя. Смена ландшафтных условий этого времени фиксируется в спорово-пыльцевых спектрах резче, чем для более ранних эпох. Это, очевидно, связано с тем, что к началу вюрма контрастность климата достигла такого уровня, при котором даже небольшие превышения многолетних колебаний климатических параметров быстро находили отражение в растительном покрове. Причем растительность уже была к этому времени существенно обеднена флористически. Незначительные в масштабах геологического времени колебания климата приводили к перестройке существовавших ландшафтов, оживлению фитоценотической роли определенных компонентов растительного покрова и, как следствие, вызывали формирование специфичных сообществ, аналоги которых в современных условиях найти бывает трудно. Эволюция степной растительности территории, так же как и лесных сообществ, была достаточно сложной. Аспекты степной растительности эволюционировали от богатых разнотравных ассоциаций к сухим полынным и злаково-полынным степям.

Материалы по стратиграфии аллювиальных отложений террас долины р. Халхин-Гол, их палинологическая характеристика и данные ТЛ датирования представляют собой первое обобщение для степной зоны крайнего востока территории Монгольской Народной Республики и могут рассматриваться как опорные при разработке стратиграфии и изучении палеогеографии этого пока еще недостаточно изученного региона.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н. Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминесцентным данным). Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.

Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. 582 с.

Голубева Л.В. Растительность Северной Монголии в плейстоцене и голоцене (бассейны рек Селенги и Орхона) .// Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3.

Грубов В.И. Конспект флоры Монгольской Народной Республики. – Тр. Монг. комис., 1955, вып. 67.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1982. 195 с. (Тр. Совмест. Сов. Монг. н-и. геол. экспедиции; Вып. 27).

Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики, м-б 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1979.

Лаухин С.А., Дроздов Н.И., Стариков А.В. и др. Радиоуглеродное датирование плейстоцен-голоценовых отложений в долине широтного течения Ангары.//Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.

Маринов Н.А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.

Флора Забайкалья. Томск, 1966. Вып. 1.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.8/551.791 (517.3)

И.П. СЫРНЕВ, Е.М. МАЛАЕВА, Г.С. КРАМАРЕНКО, О.Н. ЛЕФЛАТ

К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ТАМЦАГСКОЙ ВПАДИНЫ НА ВОСТОКЕ МНР В СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Четвертичные озерные и озерно-аллювиальные отложения Тамцагской тектонической впадины образуют несколько аккумулятивных поверхностей, различающихся по высотному положению и возрасту. Наиболее древние из этих отложений среднеплейстоценового возраста слагают относительно высокую поверхность (абсолютные высоты 690–720 м) между оз. Буйр-Нур и сглаженным денудацией хр. Нукут-Дабан (рис. 1). В рельефе эта часть впадины представляет собой слабо волнистую равнину с неглубокими понижениями остатков русел водных потоков, некогда стекавших с хр. Нукут-Дабан и более высокого участка равнины, располагающегося на левом берегу р. Халхин-Гол. Значительными элементами рельефа в пределах этой древнечетвертичной равнины являются долина р. Халхин-Гол и цепь остаточных озерных котловин, занимающих древнюю речную долину, а ныне бессточное Тамцаг-Булакское понижение, вытянутое от пос. Тамцаг-Булак в восточном направлении. На крайнем юге по границе с Нукут-Дабаном поверхность равнины покрыта отдельными массивами бугристых песков. Севернее долины р. Халхин-Гол равнина переходит на территорию Китая, где простирается вплоть до долины р. Хайлар.

Тамцагская впадина ограничена с юго-востока хр. Большой Хинган и отходящим от него в юго-западном направлении хр. Нукут-Дабан, а с северо-запада – Матадсомонским поднятием, имеющим облик денудационной цокольной равнины и остаточного мелкогорного массива. Впадина выполнена отложениями позднемезозойского и кайнозойского возраста общей мощностью более 2500 м (Маринов, 1957; Геология..., 1973). В происхождении и формировании рельефа впадины участвовали тектонические и экзогенные процессы, в основном эрозия и аккумуляция (Геоморфология..., 1982).

Древнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения Тамцагской впадины обнажаются по долине р. Халхин-Гол и в Тамцаг-Булакском понижении. Согласно геологосъемочным (Маринов Н.А., Александрова М.И., Кудрявцева Н.Л. и др., 1943) и нефтепоисковым работам (Шипков Ю.А., Балашов Б.А., 1953) разрез этих отложений состоит из двух пачек. Нижняя пачка мощностью до 30 м, преимущественно глинистая, озерная по генезису, заполняет понижения погребенного рельефа и перекрыта верхней песчаной пачкой. Последняя представлена озерно-аллювиальными светло- и желтовато-серыми мелко- и разнозернистыми песками местами с включениями мелкого гравия. Мощность пачки минимальная (1–2 м) в районе между р. Халхин-Гол, оз. Буйр-Нур и Тамцаг-Булакским понижением. Здесь древнечетвертичные отложения, выполняя эрозионные врезы, занимают меньшую площадь; на дневную поверхность большей частью выходят красноцветные и известковые породы неогена. Мощности всей толщи растут на правом берегу р. Халхин-Гол южнее впадающей в нее р. Хайластын-Гол и к югу от Тамцаг-Булакского понижения, где, по данным картировочных скважин, достигают 60 м.

В западной части Тамцагской впадины, по данным С.Д. Иванова (1954), древнечетвер-

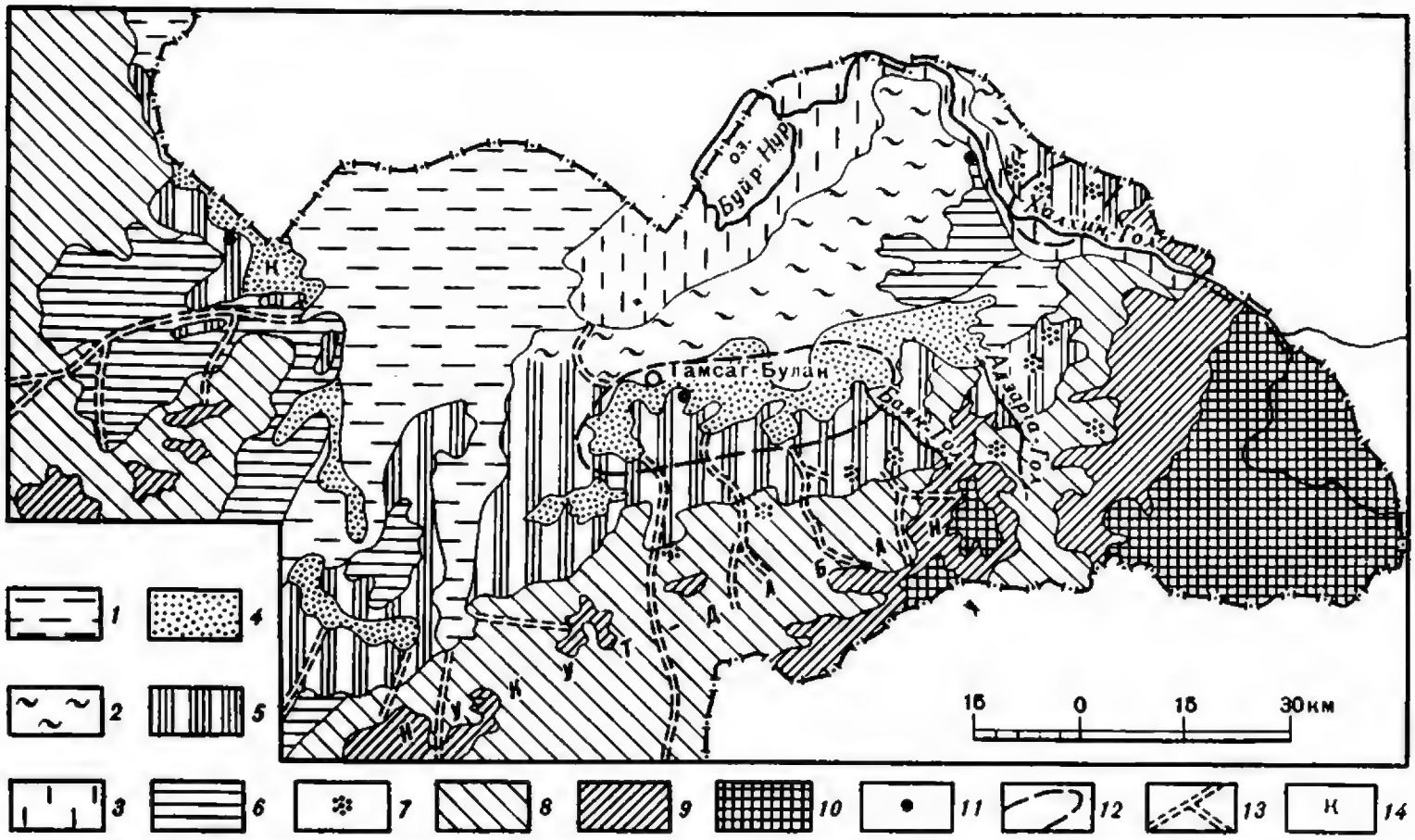


Рис. 1. Распространение среднеплейстоценовых отложений в Тамцагской впадине и ее обрамлении

1 – поверхности, сложенные среднеплейстоценовыми отложениями; *2* – то же частично; *3* – котловина оз. Буйр-Нур и долина р. Халхин-Гол с комплексами террас; *4* – современные озера, болота и солончаки; *5* – верхнеплейстоценовые аллювиальные равнины; *6* – пластовые равнины на неогеновых и верхнемеловых отложениях; *7* – эоловые пески; *8* – холмистые цокольные равнины; *9* – холмогорья; *10* – горы; *11* – местоположение изученных разрезов; *12* – предполагаемые границы древних озер, *13* – древние речные долины; *14* – солончак Курэй

тичные отложения слагают изолированные положительные формы рельефа в районе солончака Курэй (возвышенность Чандамани и др.). Они представлены сверху слоистыми серыми и светло-серыми песками с галькой и гравием и с прослоями зеленовато-серой глины, а в низах разреза – галечниками, гравийниками и песками. Полная мощность отложений более 50 м.

В последние годы четвертичные отложения МНР изучались сотрудниками совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Авторы настоящей статьи Е.М. Малаева и И.П. Сырнев проводили, в частности, исследования на территории Тамцагской впадины. Ниже приводятся результаты минералогического, геохимического и палинологического изучения Тамцаг-Булакского разреза древнечетвертичных отложений, позволившие наряду с геоморфологическими данными осветить палеогеографическую обстановку времени накопления этих отложений, уточнить их генезис и возраст.

На левом (южном) борту Тамцаг-Булакского понижения напротив пос. Тымцаг-Булак в уступе высотой около 7 м обнажается нижняя часть толщи древнечетвертичных отложений. Их контакт с подстилающими неогеновыми глинами, судя по бурению, находится на небольшой глубине. С ним, очевидно, связан выход родниковых вод у подножья уступа. На правом борту понижения к северо-западу от пос. Тамцаг-Булак этот контакт карманообразный и наблюдается в канавах. В разрезе на левом берегу под делювиальными пылеватыми песками мощностью около 1 м залегают:

	Мощность, м
1. Глины зеленовато- и светло-серые, высоко карбонатные, с включением мелкозернистого песка и гравия известняка	3,2
2. Суглинки светло-серые, опесчаненные	0,6
3. Пески буровато- и светло-серые, разнозернистые, с включением гравия гранитов, косослоистые	2

Глины верхнего слоя однородные, в сухом состоянии белесые, растрескиваются на оскольчатые агрегаты. В верхней части слоя наблюдается пятнистое карбонатное прокрашивание и мелкие конкреции, в середине – крупные пятна карбонатного замещения до 10–30 см в диаметре с конкрециями в центре. В приконтактовой части глин развита карбонатизация по трещинам дендровидного рисунка. В слое суглинков намечается горизонтальная слоистость благодаря наличию более опесчаненных прослойков, а также слойков хорошо отмытого тонкозернистого песка. Наблюдаются пятна ожелезнения в виде прокрашивания породы и железистые стяжения размером до 1 см. Суглинки налегают на пески нижнего слоя по ровному четкому контакту. Пески хорошо отмытые, по отдельным линзам сильно ожелезнены, а на глубине 6–6,7 м от бровки уступа находится горизонт сильно ожелезненного песка.

Минералогический состав фракций 0,5–1,0; 1–2; 2–3 мм из образцов нижнего горизонта отложений (глубины 3,75–6,0 м) дал следующие результаты (табл. 1). Состав песчаных фракций имеет кварцево-полевошпатовый спектр с незначительным участием обломков сланцев и эффузивов. Кварц представлен несколькими разновидностями, среди которых особо выделяется группа дымчатого кварца – раухтопаза. Его зерна, как правило, сохранили головку призмы кристалла, имеют включения пузырьков воздуха и раковистый излом поверхностей граней. Интенсивность прокраски зерен разная – от слабо-дымчатого до почти черного (морион), встречающегося главным образом во фракции 2–3 мм. Такая разновидность кварца связана с пегматитами гранитных массивов. Полевые шпаты имеют разный оттенок – они молочно-белые, розовые, палевые. Обломочный материал хорошо дезинтегрирован (преобладает мономинеральный состав зерен), совершенно отсутствуют вторичные преобразования. Вместе с тем зерна оглажены, округлены. Материал хорошо сортирован, существенно преобладают фракции 0,25–0,5 мм (43–48%) и 0,1–0,25 мм (22–36%), несколько меньше составляет фракция крупнозернистого песка (5–13%). Динамические условия среды осадконакопления отвечали, очевидно, прибрежно-пляжевому режиму с постоянным движением песка в чистой воде, не содержащей примесей. Происходила только механическая обработка обломочного материала.

Выше по разрезу в слое суглинков намечается изменение минералогического спектра песчаных фракций: снижается содержание дымчатого кварца, появляются обломки мраморизованных известняков, железистые стяжения. Еще выше в глинистом слое происходит постепенное увеличение количества обломков известняков, сокращение числа обломков гранитоидов и сланцев, исчезновение эффузивов. Питающая провинция бассейна времени накопления глинистого слоя сужается. Появление в этом слое новообразований говорит об изменении химизма среды осадконакопления. Щелочная обстановка способствовала коагуляции марганца, который оседал в виде черных "бородавчатых" наростов на обломках известняков, образуя пористые марганцевые стяжения с характерным металлическим блеском. Кроме того, отмечаются следы железистой проработки – ожелезненный кварц и гидроокислы железа, напоминающие пористые корочки с глянцевой поверхностью.

Обломки мраморизованных известняков, составляющие основную часть фракции гравия и песчаных фракций в отложениях суглинистого и глинистого слоев, представляют собой плотные бело-кремовые зерна, бурно вскипающие в соляной кислоте до того, что почти весь обломок растворяется.

Количество кварца и полевого шпата уменьшается вверх по разрезу. Эти минералы имеют матовую шероховатую поверхность зерен и округло-овальную форму. Видимо, в осадок они попадали, уже испытав прибрежно-пляжевую и эоловую обработку. В целом отложения верхнего слоя накапливались в очень спокойной обстановке. Откладывался преимущественно тонкий материал (фракция $< 0{,}05$ мм составляет 90–98%) с незначительным включением зерен песка и гравия.

По результатам геохимического анализа отложений в них отсутствуют солевые аккумуляции: сумма ионов водной вытяжки колеблется от 0,037 до 0,192%. Состав водной вытяжки довольно однороден: в анионной части преобладают сульфаты и хлори-

Таблица 1

Минералогический состав песка и гравия в озерных отложениях Тамцаг-Булакского разреза (в % от 200 зерен)

Фракции, мм	Глубина, м	Кварц					Опалесцирующий	Сумма	Полевые шпаты	Кремень
		Хрустальный	Прозрачный	Дымчатый	Матовый	Ожелезненный				
0,5–1	1	2	5,5	1	4	5		17,5	3	–
	1,4	7	20,5	4	5	9,5	–	46	9,5	–
	1,9	9	17	13	5	6,5	–	50,5	20,3	–
	3	11	17	12,5	8	–	–	48,5	26	1
	3,3	10,5	16	10	10,5	3	1,5	51,5	32	–
	3,45	7	14,5	9,5	9,5	4	–	44,5	20,5	1
	3,6	11	14,5	10,5	4,5	–	–	40,5	34	1,5
	3,75	14,5	24	18,5	8	2,5	–	67,5	27,5	–
	3,9	11	13	27,5	7,5	3	2,5	64,5	28,5	–
	5	11	16,5	20	6,9	2,9	–	56,5	36,5	–
	6,1	15	20	20,5	11	3,5	–	70	24,5	–
	6,6	10	17,5	20,5	7,5	2	3	60,5	29,5	–
1–2	1	–	–	1	2	–	–	3	5	–
	1,4	–	2	–	8	–	–	10	14	–
	1,9	–	10	12	10	–	–	32	22	–
	3	–	22	11	11	–	–	44	27	–
	3,3	–	15	17	9	2	–	43	40	2
	3,45	–	11	7	6	2	–	26	12	–
	3,6	3	11	10	12	–	–	36	48	–
	3,75	2	14	22	16	–	–	54	27	1
	3,9	3	16	29	6	–	–	54	33	–
	5	3	12	10	13	4	2	44	42	4
	6,1	2	17	22	9	–	3	53	17	5
	6,6	3	20	22	18	–	–	63	23	2
2–3	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	1,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	1,9 3 3,3 3,45 3,6	Фракция отсутствует								
	3,75	–	8	28	20	–	–	56	32	–
	3,9	–	18	18	10	–	–	46	26	4
	5	–	6	16	6	4	–	32	42	2
	6,1	–	8	36	–	–	–	44	22	6
	6,6	–	4	22	4	–	–	30	40	10

ды, в катионной – натрий. Такие геохимические показатели свойственны проточным озерам семиаридной зоны. Наиболее изменчивы соотношения ионов в анионной части спектра (рис. 2).

Полученные данные о повышенной карбонатности отложений глинистого слоя объясняются большим содержанием известняков в обломочной части осадка. Они создавали повышенное содержание растворимой карбонатности, отсюда и конкреции,

Слюда	Сланцы	Эффузивы	Сростки	Обломки грейзенов	Мраморовидные известняки	Гидроокислы железа	Железистые стяжения	Марганцовистые новообразования	Карбонатные новообразования	Землистые агрегаты
–	1,5	–	–	–	71,5	1,5	–	5	–	–
–	–	–	–	–	38,5	–	–	3	3	–
–	–	–	–	–	28	–	–	–	1,5	–
–	0,5	–	4	–	19,5	0,5	–	–	–	–
–	0,5	–	2	–	12	–	1,5	0,5	–	–
0,5	1,5	–	3,5	–	3,5	–	11	–	–	14
0,5	0,5	–	4,5	–	9	–	8	–	1,5	–
–	3,5	–	1,5	–	–	–	–	–	–	–
0,5	4	–	2,5	–	–	–	–	–	–	–
–	5	2	–	–	–	–	–	–	–	–
–	2	0,5	3	–	–	–	–	–	–	–
–	2	3,5	4,5	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	82	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	76	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	44	2	–	–	–	–
–	–	–	7	–	22	–	–	–	–	–
–	2	–	7	–	5	1	–	–	–	–
–	1	2	–	–	–	–	6	–	–	–
–	3	2	6	–	–	–	5	–	–	–
–	2	2	14	–	–	–	–	–	–	–
–	2	2	9	–	–	–	–	–	–	–
–	3	3	4	–	–	–	–	–		–
–	10	5	9	–	–	–	–	–	–	–
–	4	4	4	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	100	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	100	–	–	–	–	–
–	–	–	12	–	–	–	–	–	–	–
–	6	4	14	–	–	–	–	–	–	–
–	8	4	12	–	–	–	–	–	–	–
–	–	6	–	22	–	–	–	–	–	–
–	–	–	20	–	–	–	–	–	–	–

пятна. Проявления карбонатности настолько значительны, что визуально их можно принять за первичные образования, обусловленные климатом.

Палинологическая характеристика изученного разреза имеет следующие особенности. По соотношению основных групп пыльцы и спор выделяется два горизонта, граница между которыми проходит на глубине 3–3,3 м (рис. 3). В отложениях нижнего горизонта преобладает пыльца травянистых растений, а в верхнем – пыльца деревьев и

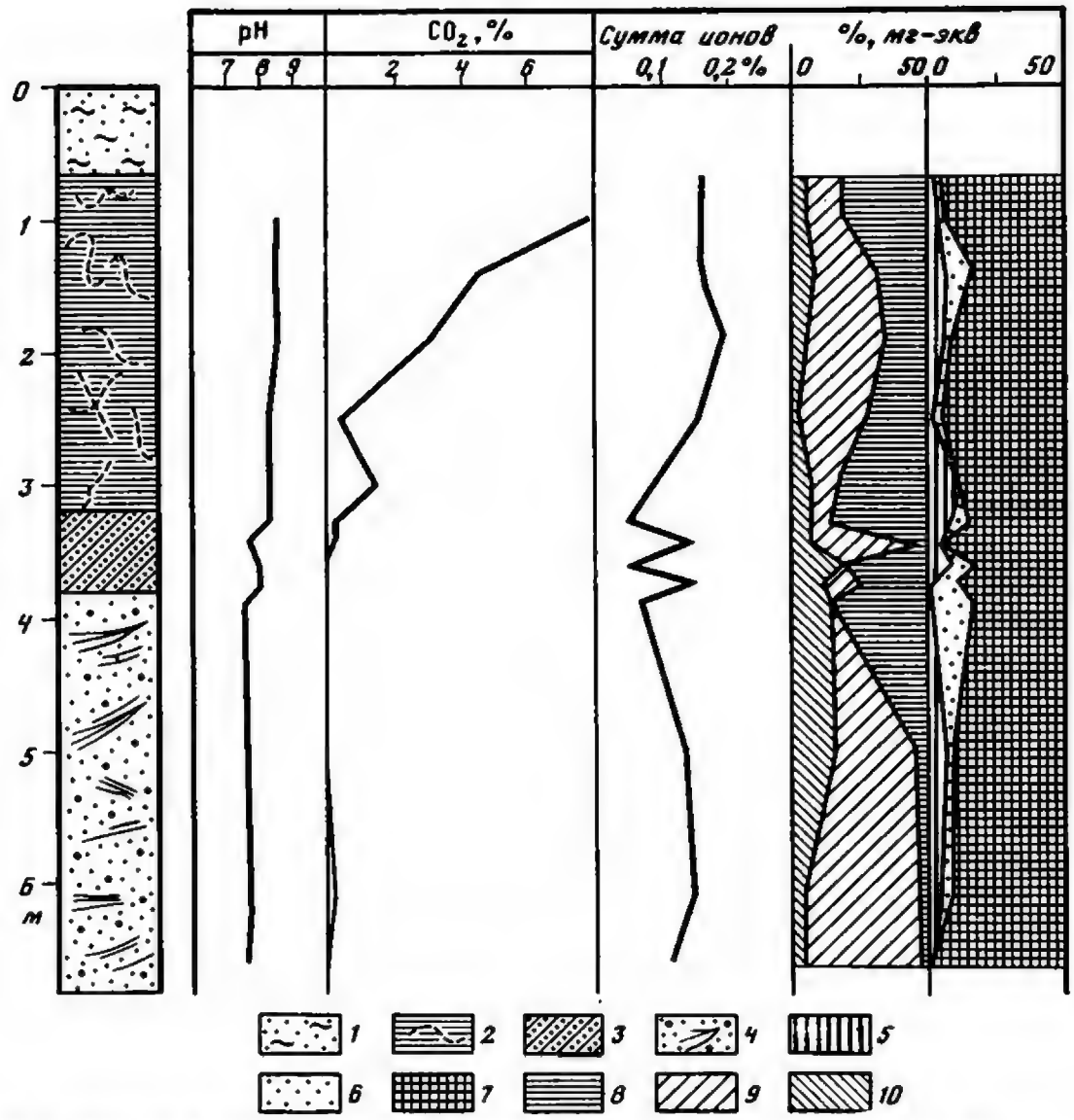


Рис. 2. Результаты анализа водной вытяжки отложений Тамцаг-Булакского разреза

Литология: *1* – пески пылеватые; *2* – глины карбонатные; *3* – суглинки песчанистые; *4* – пески с гравием. Состав водной вытяжки: *5* – Ca; *6* – Mg; *7* – Na; *8* – HCO_3; *9* – SO_4; *10* – Cl

кустарников при повышении содержания пыльцы кустарников и спор. В нижнем горизонте определен разнообразный состав пыльцы деревьев, кустарников и трав. Основную часть спектра составляет пыльца сосны обыкновенной и берез секций Albae и Costatae. Постоянно отмечена пыльца ели и реже – пыльца сибирской сосны и кедрового стланика. Наиболее разнообразно представлена пыльца мелколиственных и широколиственных растений – ольхи, нескольких видов лещины, дуба, липы, вяза, клена, лоховых, различных берез и ольховника. В группе пыльцы травянистых растений преобладает пыльца полыни и маревых, однако постоянно отмечена пыльца представителей луговолесного разнотравья – валериановых, лютиковых, синюхи, кровохлебки, подмаренника. В группе спор определены споры сфагновых мхов, папоротников, плаунов (в том числе Lycopodium clavatum) и спора Dryopteris spinulosa – папоротника из лесных местообитаний.

В верхнем горизонте преобладает пыльца берез, а доля участия пыльцы сосны обыкновенной сокращается. В спорово-пыльцевых спектрах, кроме лещины, не встречена пыльца широколиственных, но и здесь постоянно отмечена пыльца ольхи. Несколько увеличивается содержание пыльцы кустарниковых берез, а пыльцы темнохвойных меньше, чем в нижнем горизонте. Верхний горизонт разреза выделяется и по большому содержанию в образцах пыльцы вересковых, представленной двумя-тремя формами. Состав пыльцы разнотравья по сравнению с нижним горизонтом обеднен.

Сходные спорово-пыльцевые спектры были получены нами из образцов верхней части разреза района солончака Курэй, а также из разреза по р. Халхин-Гол. По последнему разрезу имеются термолюминесцентные датировки: 260 ± 36 тыс. лет для низа разреза и 180 ± 26 тыс.лет для его верхов (Девяткин, 1982).

В результате полученных спорово-пыльцевых спектров можно восстановить основные черты растительного покрова окружающих территорий, которые, по-видимому, были близки современной растительности центральной, относительно возвышенной части хр. Большой Хинган. Здесь между параллелями 47° и 48° высоты хребта достигают 1600–1700 м. Южнее по простиранию хребта его высоты снижаются до 1000–1200 м. В пределах этих отметок находятся и вершины хр. Нукут-Дабан.

Современные леса хр. Большой Хинган – это таежные горные лиственничные леса на наиболее высоких частях гор, на севере – пихтовые и еловые. Ниже по склонам растут березово-лиственничные и березовые леса, а еще ниже появляются клен, липа, подлесок из лещины. В лесостепном поясе произрастают сосна, особенно на песчаных почвах, белая береза, а по долинам – ивы, тополь, ольха (Мурзаев, 1955). Таким образом, все из упомянутых по пыльцевым анализам широколиственных растений, так же как ель, береза, отчасти сосна, растут в современных климатических условиях в определенном поясе гор Большого Хингана. В настоящее время постоянный сток поверхностных вод и вынос обломочного материала из этих районов производится лишь в северную часть Тамцагской впадины (р. Халхин-Гол с притоками) и отсутствует в южную и юго-западную части впадины, где расположен Тамцаг-Булакский разрез. Состав спектра древесной пыльцы из отложений этого разреза, ее обилие, довольно высокое для эпизодического попадания в осадок, свидетельствуют о постоянном стоке с гор и более близком по сравнению с современным расположении к изученному разрезу лесных и лесостепных ассоциаций растительности. Источником сноса был расположенный южнее низкий хр. Нукут-Дабан, ныне совершенно безлесный. Геоморфологические и минералогические данные свидетельствуют об этом.

Как было сказано, с юга, со стороны хр. Нукут-Дабан, в отдельные части Тамцаг-Булакского понижения сходят несколько древних долин (см. рис. 1). Самая восточная из них – долина р. Адзарга-Гол представляет собой верхний отрезок древней долины реки, которая существовала в последнюю влажную эпоху (Мурзаев, 1952). Река впадала в оз. Буйр-Нур с юго-западной стороны. В настоящее время непостоянный сезонный сток р. Адзарга-Гол заканчивается в ближайшей котловине понижения. То же относится к р. Баян-Гол. Другие к западу долины не имеют даже и временного стока. Русло и пойма в этих долинах часто не просматриваются, днища долин плоские, кочковатые, местами заболочены или покрыты мелкобугристыми песками.

В древних долинах прослеживается аккумулятивная терраса, возвышающаяся на 5–8 м над их днищами. В долине р. Адзарга-Гол две террасы; первая высотой 2,5–3 м над поймой, вторая – 5–6 м. В Тамцаг-Булакском понижении выделяется обширное днище, занятое мелкими солеными озерами и окружающими их плоскими заболоченными пространствами. В местах сужений имеются песчаные русла ручьев, врезанные в поверхность понижения на глубину 0,1–0,5 м. Так же как и в древних долинах – притоках, в Тамцаг-Булакском понижении хорошо выражена низкая терраса высотой 2,5–3 м, которая сложена желтовато-серыми пылеватыми песками. Высокой террасой Тамцаг-Булакского понижения является поверхность слабо волнистой равнины, образованной древнечетвертичными отложениями. Эта поверхность переходит во вторые террасы древних речных долин. Следовательно, сток речных вод с хр. Нукут-Дабан в Тамцагскую впадину по указанным долинам осуществлялся как в последнюю более влажную эпоху (образования днищ и первой террасы), так и в период накопления древнечетвертичных озерно-аллювиальных отложений.

Результаты минералогического анализа подтверждают южный источник сноса обломочного материала. Дымчатый кварц, обильный в песках нижней части Тамцаг-Булакского разреза, характерен (по устному сообщению Ю.А. Борзаковского) для гранитов верхнего триаса – нижней юры Нукут-Дабанского района. Этими гранитами сложены наиболее возвышенные участки хр. Нукут-Дабан, а из прилегающих к Тамцаг-Булакскому понижению – горный массив Их-Хайрхан-Ула и окружающие его холмы. Этот участок хребта является водосборным для долин, сходящих в Тамцаг-Булакское понижение. Очевидно, он и служил основным источником сноса обломочного материала в период

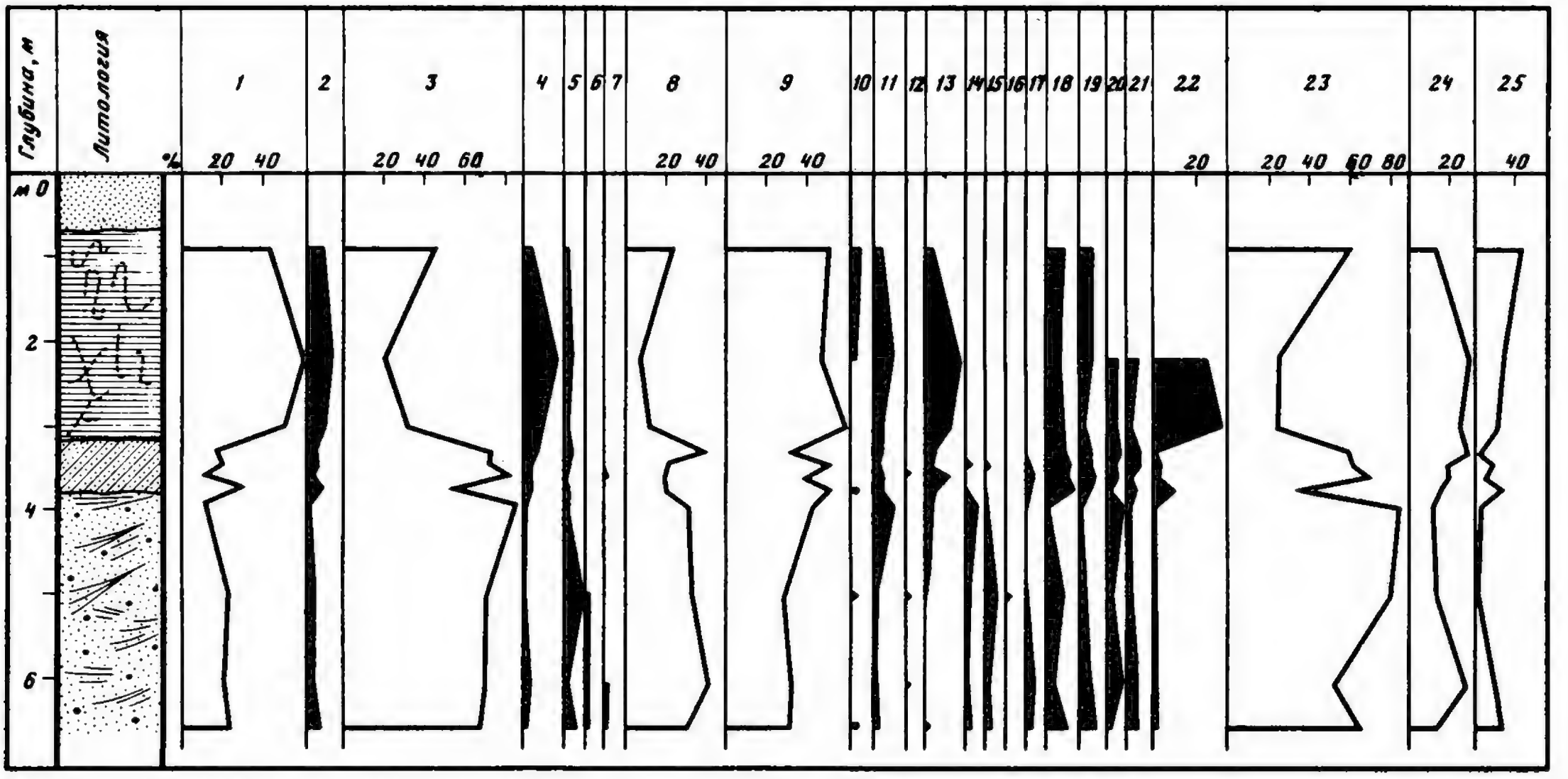


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений Тамцаг-Булакского разреза

1 – пыльца деревьев и кустарников; *2* – Betula sect. Nanae и Fruticosae, Alnaster; *3* – пыльца трав и кустарничков; *4* – споры; *5* – Picea; 6 – Pinus sibirica; *7* – Pinus pumila; *8* – Pinus silvestris; *9* – Betula sect. Albae, Betula sp.; *10* – Betula sect. Costatae; *11* – Alnus; *12* – Ulmus; *13* – Corylus; *14* – Tilia; *15* – Quercus; *16* – Acer; *17* – Eleagnaceae; *18* – Betula sect. Nanae; *19* – Betula sect. Fruticosae; *20* – Alnaster; *21* – Gramineae; *22* – Ericales; *23* – Artemisia; *24* – Chenopodiaceae; *25* – пыльца разнотравья

накопления древнечетвертичных отложений. Юго-западная часть хр. Нукут-Дабан, где водоразделы также сложены триас-нижнеюрскими гранитами, удалена от Тамцаг-Булакского разреза на 150–220 км.

Обломки серых сланцев в древнечетвертичных отложениях отвечают, видимо, нижнепалеозойским и девонским метаморфическим породам; обломки эффузивов – средне-верхнеюрским вулканогенным образованиям преимущественно кислого состава. Те и другие образуют холмогорья хр. Нукут-Дабан. Крупные массивы юрских эффузивов располагаются в междуречье рек Баян-Гол и Адзарга-Гол. Ими сложены низкогорные склоны хр. Большой Хинган, дренируемые правыми притоками р. Адзарга-Гол и р. Дэгэ-Гол, относящейся уже к бассейну р. Халхин-Гол. К юго-западу по простиранию хр. Нукут-Дабан выходы эффузивов сокращаются по площади. Кроме юрских, имеются и плиоцен-нижнечетвертичные базальты и туфы, образующие два конуса древних вулканов на водоразделе восточной части хр. Нукут-Дабан. Большие площади базальтов этого возраста находятся в хр. Большой Хинган (бассейн р. Халхин-Гол) и слагают Даригангское лавовое плато, расположенное в 250 км от Тамцаг-Булакского разреза.

Таким образом, источник сноса обломочного материала при накоплении нижней части древнечетвертичных отложений района Тамцаг-Булака находился к югу и юго-востоку от него, в восточной части хр. Нукут-Дабан и на западном склоне хр. Большой Хинган. Ко времени отложения верхней глинистой части разреза область сноса постепенно сокращалась и локализовалась к югу от пос. Тамцаг-Булак. Практически только в этой части хр. Нукут-Дабан размещаются невысокие холмы и вершины, образованные тонкослоистыми мраморизованными известняками нижнего-среднего девона, обломки которых наблюдаются в глинах древнечетвертичных отложений. Сокращение питающей провинции произошло главным образом за счет ее юго-восточной части, что, видимо, было следствием либо продвижения озерного бассейна к востоку, способствовавшего удалению от изученного разреза мест выносов рек Адзарга-Гол и Баян-Гол, либо распадения озера на два изолированных в той или иной степени бассейна. То и другое могло вызвать уменьшение поступления в бассейн обломков гранитоидов и полное прекращение приноса обломков эффузивов.

Климат времени накопления древнечетвертичных озерных отложений был по сравнению с современным более влажным и умеренным. Несомненно, что количество осадков в пределах окружающих с юга Тамцагскую впадину низкогорий, а с запада возвышенных равнин, прилегающих к солончаку Курэй, составляло около 500 мм в год (по аналогии с современными климатическими условиями залесенного хр. Большой Хинган на широте Тамцаг-Булакского района). По станции пос. Халун-Аршан даются такие показатели: средняя температура июля 16,8°, средняя температура января –25,8°, среднегодовое количество осадков 472 мм. Можно сравнить эти данные с данными по станции Чойбалсан, также располагающейся в степной полосе: средняя температура июля равна 22°, средняя температура января –24,3°, среднегодовое количество осадков 235 мм. Таким образом, в период формирования озерных отложений существенно больше, чем в настоящее время, выпадало атмосферных осадков и лето было более прохладным.

Более влажные и мягкие климатические условия отвечали одному из периодов увлажнения среднего и, возможно, самого начала позднего плейстоцена. Такой возраст вытекает как из термолюминесцентных датировок, так и из того факта, что в поверхность, образованную древнечетвертичными отложениями, врезаны долины древних рек Халхин-Гола, возраст террас которых, по геоморфологическим данным, верхнеплейстоценовый и голоценовый. Тот же, преимущественно среднеплейстоценовый, возраст предполагается для всех участков распространения отложений исходя из их общего гипсометрического положения и сходства спорово-пыльцевых спектров трех изученных разрезов.

Береговая линия среднеплейстоценового озерного бассейна проходила на юге вдоль прилегающих к хр. Нукут-Дабан холмистых денудационных равнин. На севере она, видимо, была менее устойчивой. Озеро здесь заливало понижения рельефа низкой рав-

нины. В ее пределах между р. Халхин-Гол и оз. Буйр-Нур были изолированные мелкие озера. Основное озеро располагалось там, где находится современное Тамцаг-Булакское понижение, вытянутое вдоль подножий хр. Нукут-Дабан. Севернее простирается относительно повышенная равнина, сложенная неогеновыми отложениями, далее за ней – Буйр-Нурская депрессия. Эти крупные элементы рельефа обусловлены, очевидно, не только эрозионными процессами, но и молодой тектоникой.

Древнее озеро имело ограниченные размеры и располагалось в западной части Тамцаг-Булакского понижения, куда и в последующее время направлялся речной сток. Озеро было мелким, хорошо аэрированным, походило на современные озера Буйр-Нур и Далайнор. С юга в него впадали короткие реки. На аккумулятивных берегах озера располагались песчаные дюны. На правом берегу р. Халхин-Гол, где разрез среднечетвертичных отложений, по данным картировочных скважин, состоит из светло-серых песков с тонкими прослойками (до 1–3 см) серой глины, было другое озеро.

По западному обрамлению Тамцагской впадины, как свидетельствует состав осадков района солончака Курэй, активны были денудационные процессы. Водные потоки, стекавшие с возвышенных равнин, несли крупные обломки различной степени окатанности, состоящие из магматических пород и включающие катуны глины и известковых стяжений неогеновых пород. Это указывает как на сравнительно дальний, так и на близкий источники сноса. Судя по простиранию останцов среднечетвертичных отложений с северо-запада на юго-восток, основная водная артерия входила в Тамцагскую впадину именно по этому направлению, со стороны долины р. Керулен; другая шла с запада из внутренних районов высоких равнин.

В конце времени своего существования озера постепенно сокращались в размерах вследствие выполнения озерных ванн осадками и усиления эрозионно-аккумулятивных процессов, приведших к накоплению маломощной песчаной пачки среднечетвертичных отложений и формированию затем слабоволнистой равнины Тамцагской впадины. В позднем плейстоцене среднечетвертичные озерно-аллювиальные отложения были прорезаны долинами р. Халхин-Гол и древних рек, а в окраинных участках равнины, в местах выхода на нее речных долин, перевеяны ветром.

ЛИТЕРАТУРА

Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра. 1973. Т. 1. 582 с.

Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука. 1982. 256 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция. М.: Наука. 1982. 195 с. (Тр. Совмест. Сов. Монг. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 27).

Маринов Н.А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.: Изд-во АН СССР. 1957. 268 с.

Мурзаев Э.М. Монгольская Народная Республика: Физико-географическое описание. М.: Географгиз. 1952. 472 с.

Мурзаев Э.М. Северо-Восточный Китай: Физ.-геогр. описание. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 252 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.336:551.79 (4)

В.В. ПИСАРЕВА, Н.С. ЧЕБОТАРЕВА

О РАНГЕ И ВОЗРАСТЕ МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Фундаментальной проблемой современной географии является прогнозирование изменений природной среды. В связи с этим и для определения естественных трэндов изменений в недавнем геологическом прошлом важный теоретический и практический интерес приобретают палеогеографические реконструкции различных этапов плейстоцена, а также выработка стратиграфической шкалы этого отрезка времени.

Большая работа в этом направлении проводилась коллективом ученых Института географии АН СССР под руководством академика И.П. Герасимова. Результаты ее обобщены в ряде научных публикаций. Наиболее крупным итогом многолетних исследований явилось создание атласа-монографии "Палеогеография Европы за последние 100000 лет" (1982), в котором с помощью различных методов удалось обосновать периодизацию событий позднего плейстоцена, доказав существование в нем только одного межледниковья (микулинского) и одного оледенения (валдайского).

Большие усилия того же коллектива были предприняты и по изучению более древних плейстоценовых отложений. Тем не менее многие вопросы, касающиеся расчленения нижнего и среднего плейстоцена, остаются дискуссионными.

Как известно, начало дискуссии положил Л.Н. Вознячук, поместивший отложения одинцовского (рославльского) межледниковья в нижний плейстоцен под названием беловежского межледникового горизонта. По его мнению, "... единственным аналогом осадков рославльского типа ..... является пресноводный горизонт кромерских лесных слоев Восточной Англии и синхронные ему отложения других стран..." (Вознячук, 1967, с. 134). Однако подобная дальняя корреляция вряд ли правомерна, поскольку сравниваемые разрезы находятся в различных ботанико-географических провинциях. К тому же сопоставление между собой ископаемых флор даже таких известных кромерских разрезов Западной Европы, как Бильсхаузен (Müller, 1965), Остерхольц, Вестхофен (Zagwijn, W.H., 1971), Фойгштедт (Эрд, 1972) и др., весьма затруднено из-за разной степени их изученности. Иначе говоря, до сих пор неясны особенности кромерского межледниковья, что затрудняет сопоставление даже близко расположенных разрезов. Тем не менее взгляды Л.Н. Вознячука нашли свое отражение в стратиграфической схеме МСК 1964 г. и продолжают развиваться его последователями. Это приводит к путанице, так как одни и те же отложения в зависимости от точки зрения исследователя относятся в одних случаях к среднему, в других – к нижнему плейстоцену. Иногда корреляция базируется лишь на внешнем сходстве спорово-пыльцевых диаграмм. При этом не учитывается, что "... сходные типы растительности могут формироваться на совершенно разной флористической основе..." (Тахтаджян, 1978; с. 24). Поэтому без детальных исследований в стратиграфических построениях могут быть допущены ошибки.

В связи со сказанным особого внимания заслуживает средний плейстоцен, поскольку его традиционное расчленение на лихвинский, днепровский, одинцовский и московский горизонты снова стало предметом широкого обсуждения.

В последние годы наметилась тенденция к пересмотру стратиграфической схемы

среднего плейстоцена, в которой предложено выделять лишь линхвинское межледниковье и днепровское оледенение (Бреслав, 1982). К прежним представлениям о единой днепровской ледниковой эпохе вернулись И.Н. Салов (1971, 1973), А.А. Величко (Величко и др., 1977) и другие исследователи.

Таким образом, наибольшую остроту приобретает и проблема самостоятельности московского ледникового покрова, тесно связанная с вопросом о том, какой ранг, межледниковый или межстадиальный, имели климатические изменения в одинцовское время. Решение ее во многом зависит от результатов целенаправленного комплексного исследования одинцовского стратотипа.

Следует вспомнить, что еще в конце 20-х годов в карьерах у ст. Одинцово в верхней толще межморенных отложений, представленных светло-серым суглинком, были обнаружены остатки крупных млекопитающих: Elephas primigenius Blum., Ovibos sp. (mackenzianus Kow.) и Equus caballus Lin. (Карпинский, Николаев, 1930; Меннер, 1930). По мнению М.В. Павловой (1910), а позже В.И. Громовой (1965), такие формы слонов, к каковым были отнесены найденные их остатки, жили не ранее второй половины среднего плейстоцена. Это и определило принадлежность верхней морены района Одинцова ко второй половине среднего плейстоцена – к московскому оледенению. Ниже находок фауны А.И. Москвитиным (1946) была описана мощная (более 2 м) подзолистая почва, близкая к среднеевропейским парабуроземам, которую он отнес к межледниковью, предшествующему наступанию московского ледникового покрова, назвав его одинцовским. Однако аргументы А.И. Москвитина, как и геоморфологические данные Н.Н. Соколова (1946), приводимые им в доказательство самостоятельности московского оледенения, многими исследователями считались недостаточными. Только после открытия С.М. Шиком (1959) межледниковых отложений в районе г. Рославль Смоленской области, т.е. также в области распространения московского ледникового покрова, но значительно юго-западнее Одинцова, и изучения их В.П. Гричуком (1961) этот вопрос получил положительное решение. В среднем плейстоцене унифицированной стратиграфической шкалы МСК 1964 г. был выделен одинцовский горизонт межледникового ранга, к которому стали относить отложения, вошедшие в литературу под названием рославльских.

Первые результаты палинологических исследований одного из разрезов у ст. Одинцово были опубликованы только в 1969 г. В.Н. Сукачевым, Р.Н. Горловой и А.К. Недосеевой, которым удалось выделить среди межморенной толщи межледниковые отложения с термофильной флорой. Последние по простиранию переходили в погребенную почву, описанную ранее А.И. Москвитиным (1946).

Комплексное изучение одинцовских отложений началось в конце 70-х годов, когда силами объединения "Центргеология" в непосредственной близости от старых карьеров кирпичного завода у д. Акулово было организовано бурение и изучение керна с помощью комплекса методов (Бреслав и др., 1979; Гайгалас, Маудина, Красновская, 1983; и др.). Скважины вскрыли здесь три морены, разделенные межморенными отложениями. Нижняя морена – сетуньская[1] – была отнесена к древнейшему оледенению и сопоставлена по данным литологических исследований с дайнавской мореной Литвы и березинской – Белоруссии, а средняя – перецкая[1] – коррелировалась соответственно с жямантийской и днепровской моренами.

Литологические исследования показали, что днепровская и московская морены акуловского разреза существенно различаются по данным минералогического анализа и составу обломочного материала, что говорит о различных питающих провинциях. В днепровское время, как предполагают А.И. Гайгалас, М.И. Маудина и Ф.И. Красновская, ледник двигался из области, прилегающей к Тиманскому кряжу, а в московское – со стороны Балтийского щита.

Озерно-болотные отложения, вскрытые скважинами в районе д. Акулово, между

---

[1] Названия даны по М.И. Маудиной.

днепровской и московской моренами, изучались М.Н. Валуевой и Я.К. Еловичевой (Бреслав и др., 1979; Московский..., 1982), а позднее – В.В. Писаревой и О.П. Кондратене. Определения макроостатков растений выполнены Ф.Ю. Величкевичем (1982). Как известно, полученные данные интерпретировались по-разному. Так, С.Л. Бреслав с соавторами (1979) нашли возможность выделить по скв. 4 в пределах указанной озерно-болотной толщи, залегающей между верхней и средней моренами, отложения двух самостоятельных межледниковий: нижнеплейстоценового (нижний оптимум) и лихвинского (верхний оптимум). Похолодание между ними, отраженное из-за размыва не полностью, эти исследователи отнесли к ледниковой эпохе, во время которой в районе Одинцово существовала перигляциальная обстановка. К иному выводу пришел Ф.Ю. Величкевич (1982). Отмечая близость флор верхнего и нижнего оптимумов, он отнес отложения между верхней и средней моренами одинцовского разреза к единому окско-днепровскому интервалу. В то же время Я.К. Еловичева (1979) датировала озерно-болотные отложения по скв. 5 одинцовском межледниковьем, что подтвердила и В.В. Писарева результатами исследования разреза у г. Балашиха (Писарева и др., 1979).

Большое значение имеют результаты дальнейших исследований одинцовского стратотипа, проведенные В.В. Писаревой, О.П. Кондратене и Ф.Ю. Величкевичем по материалам М.И. Маудиной. Они свидетельствуют о еще более сложном, чем представлялось до недавних пор в этом районе, строении плейстоценовой толщи и наличии в ней многочисленных перерывов.

Согласно палеоботаническим данным, в разрезе скв. 8, пробуренной в д. Акулово (рисунок на вкл.), установлено присутствие озерных отложений не только одинцовского, но и более древнего нижнеплейстоценового, а возможно, и плиоценового возраста. Последние вскрыты на глубине около 38 м под третьей сверху мореной и отличаются богатым составом ископаемой флоры со значительным участием в ней локальных и региональных экзотов. Наиболее представительными по численности являются американо-евразиатская и американо-средиземноморско-азиатская группы родов. Большим разнообразием отличается пыльца хвойных растений, главным образом сосен, относящихся к четырем секциям: Pinus s. Eupitys, P. s. Strobus, P. s. Cembra и P. s. Myrabilis. Причем содержание пыльцы Pinus s. Cembra всюду превышает 10%. Отмечены также Picea s. Eupiceae, P. s. Omorica, Larix, Abies cf. alba, Taxus.

Нижнеплейстоценовые отложения в разрезе скв. 8, по-видимому, присутствуют в виде отторженца, выведенного на поверхность средней (днепровской) морены. Для этих отложений установлен максимум пыльцы широколиственных пород (до 85%), представленных дубом, вязом и липой с небольшим количеством граба (Carpinus betulus и C. orientalis), а также единичными зернами ореха, птерокарии, гикори, винограда, дзельквы, каркаса. Значительная часть перечисленных термофильных элементов не встречается в вышележащих отложениях.

На границе отторжения одинцовских отложений фиксируется четкий размыв. Поэтому начало одинцовского межледниковья не нашло отражения в диаграмме. Но в целом вновь полученные материалы конкретизируют наши представления о палеогеографии одинцовского межледниковья и свидетельствуют о наличии в нем трех климатических оптимумов, названных по приоритету глазовским, рославльским и галичским[2] (Шик, 1957; Гричук, 1961). На представленной диаграмме (см. рисунок) выделяются только глазовский и галичский оптимумы. Отложения рославльского оптимума и последующего похолодания, по-видимому, размыты. Следы этого размыва фиксируются и по некоторым другим разрезам, в том числе по скв. 4, что дало основание С.Л. Бреславу с соавторами предполагать на этом рубеже наличие крупного стратиграфического перерыва, соответствующего самостоятельной ледниковой эпохе. Но такому выводу противоречат данные по скв. 12 (Акулово болото), где наблюдается непрерывный цикл осадконакопления. Это дает основание в одном разрезе выделить отложения глазовско-

[2] Впервые выделен А.И. Москвитиным по разрезам в районе г. Галича.

го и рославльского климатических оптимумов, разделенных относительным похолоданием. Тем самым был восполнен недостаток полученных ранее материалов и выявлены отличительные особенности каждого из трех оптимумов.

Отложения раннего (глазовского) оптимума выделяются по наиболее высокому содержанию пыльцы широколиственных пород с участием Quercus pubescens, Q. petraea, Ulmus campestris, U. propipqua, Celtis sp., Zelkova sp., Tilia platyphillos, T. tomentosa. Из хвойных встречаются: Picea s. Omorica, Pinus s. Strobus, Pinus s. Cembra, из берез – Betula s. Costatae.

Для рославльского оптимума отмечено уменьшение содержания пыльцы широколиственных пород и более бедный видовой состав дендрофлоры (отсутствие Celtis sp., Zelkova sp., Tilia tomentosa). Галичский оптимум по материалам скв. 8, 4, 5 еще менее выразителен. Этот интервал в климатическом отношении отличается меньшей теплообеспеченностью и большей влажностью (расселение темнохвойных лесов, развитие болот верхового типа). По экологическому типу растительности он отдаленно напоминает лихвинское межледниковье, но детальное рассмотрение палеоботанических материалов свидетельствует о том, что это сходство только кажущееся. Так, на диаграмме лихвинского стратотипа отчетливо выступает максимум пыльцы широколиственных пород с пыльцой граба, достигающей 65%, а для третьего климатического оптимума общее содержание пыльцы широколиственных пород, в том числе граба, едва достигает 10–15%. Таким образом, если в растительном покрове лихвинского межледниковья граб играл существенную роль и, вероятно, был доминантом фитоценозов, то во время третьего оптимума одинцовского межледниковья он входил в состав смешанных хвойно-широколиственных лесов. Темнохвойные породы – ель и пихта – хотя и принимали участие в лесных формациях, но роль их была менее значительна. Обращает на себя внимание заметное участие в фитоценозах этого оптимума мелколиственных пород, главным образом березы, а также большая бедность этой флоры в систематическом отношении. В дендрофлоре рассматриваемого оптимума отсутствуют американо-восточноазиатские и американо-средиземноморско-азиатские группы родов, а из американо-евразиатских выпадают Ilex и Taxus. Тем не менее ряд исследователей датирует третий климатический оптимум лихвинским межледниковьем (Бреслав и др., 1979; Величкевич, 1982), хотя для этого нет никаких оснований. Следует отметить, что похолодания, разделяющие оптимумы, вряд ли могут отвечать самостоятельным ледниковым циклам, поскольку существование в эти интервалы перигляциальной растительности не подтверждается, о чем говорит отсутствие типичных ксерофитов и голофитов. Не выявлены также и характерные для ледниковых эпох смены криогигротической и криоксеротической субстадий.

Учитывая четкие условия залегания межледниковых озерно-болотных отложений в скважинах у д. Акулово, известные находки фауны, уточняющие возраст верхней морены Подмосковья, а также многочисленные палеоботанические, литологические и минералого-петрографические данные, можно утверждать, что одинцовский стратотип представляет собой в настоящее время один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов Русской равнины. Несмотря на это, продолжается полемика о возрасте и ранге московского ледникого покрова. Некоторые исследователи выступают с предложением исключить этот разрез из числа стратотипических и считать московскую морену лишь стадией днепровского оледенения.

Несомненный интерес для рассматриваемой проблемы имеют данные по рельефообразующей и геологической деятельности московского ледникового покрова (Московский..., 1982). Для получения объективных данных в отношении московского ледникового рельефа и выявления различий разновозрастного рельефа важную роль играет морфометрический метод (Чукленкова, 1982) с введением количественных показателей: "ритма рельефа", глубины и интенсивности его расчленения, густоты озер ледникового происхождения и других. Интересные результаты получил А.В. Матвеев (1983), изучая делювиальные отложения, развитые на разновозрастном краевом рельефе Белоруссии. Вся сумма данных приводит к выводу, что московский ледниковый

рельеф действительно отличается от рельефа предшествующего и последующего оледенения существенно большими размерами форм, относительной пологостью склонов гряд, холмов, простотой устройства поверхности этих форм. Кроме того, московский ледниковый рельеф имеет относительно хорошую сохранность "своего ледникового облика", отличается слабой переработкой последующими процессами, большая часть ложбин стока этого возраста осталась не освоенной современной эрозией, прекрасно сохранились термокарстовые понижения и др.

Указанными выше особенностями, по данным зарубежных исследователей (Liedtke, 1975; Weisse, 1978; Боуэн, 1981; и др.), обладает рельеф, созданный во время оледенения варта, которое соответствует, скорее всего, московскому оледенению Восточной Европы (Čebotarewa, 1981). По своей морфологии этот рельеф заметно отличается от более древнего рельефа, созданного во время оледенения дренте, и приближается к рельефу вислинского оледенения.

Следует отметить, что многие исследователи плейстоцена, указывая на тесную связь четвертичных отложений с рельефом, всегда отводили геоморфологическому методу большую роль (Соколов, 1946; Москвитин, 1946, 1967; Горецкий, 1968; Заморий, 1975; Грищенко, 1976). Не случайно А.И. Москвитин (1967) даже после опубликования С.М. Шиком (1975) и В.П. Гричуком (1961) палеоботанических данных продолжал считать главным доводом в пользу самостоятельности московского оледенения не палеоботанические данные, а специфику созданного им рельефа.

Исследованиями А.И. Гайгаласа территории Литвы и Белоруссии установлено присутствие в московской морене валунов из Северной Швеции, которых нет в других моренах. С этими данными хорошо согласуется вывод А.И. Гайгаласа и его соавторов о том, что в верхней московской морене содержится обломочный материал скандинавского происхождения, а в средней морене, подстилающей собственно одинцовские межледниковые отложения, – материал, принесенный из Притиманья. Важно также, что и на северо-востоке Европейской части СССР Г.М. Немцовой (1981) доказано существование для времени днепровского и московского оледенения различных источников сноса.

Во многих разрезах одинцовские отложения имеют четкое стратиграфическое положение. У д. Акулово (Бреслав и др., 1979), у г. Балашихи (Писарева и др., 1979), на р. Челсме и у д. Горки близ г. Галича (Москвитин, 1967) и в ряде других районов они вскрываются под верхней, московской мореной, а за пределами границы максимального развития московского ледникового покрова – под коррелятными ему водноледниковыми осадками: разрезы у деревень Пепелово, Анюг (Писарева, 1971) и др. Все эти разрезы сопоставляются между собой как по геологическим данным, так и по палеоботанической характеристике. Выявленная ископаемая флора занимает промежуточное положение между лихвинской и микулинской флорами.

В заключение следует подчеркнуть, что при расчленении и корреляции отложений часто не учитывается, что наши представления о ритмике климатических изменений, полученные на основании исследования континентальных отложений, далеко не полные. Данные по океаническим осадкам свидетельствуют о более сложной периодизации плейстоцена (Боуэн, 1981). Такого рода соображения уже высказывались рядом исследователей (Вознячук, Санько, 1981; Чеботарева, Писарева, 1984; и др.).

Из всего сказанного следует, что в настоящее время нет серьезных аргументов для пересмотра традиционной схемы среднего плейстоцена, утвержденной МСК в объеме лихвинского, днепровского, одинцовского и московского горизонтов. Поскольку многие разрезы изучены далеко не достаточно, привлекать их для обоснования какой-либо новой точки зрения вряд ли возможно.

ЛИТЕРАТУРА

Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981.

Бреслав С.Л. Опорный разрез у д. Акулово (близ г. Одинцово) и стратиграфические соотношения лихвинских и рославльских межледниковых отложений.// XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М. 1982. т. 3.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И. Новые данные по одинцовскому разрезу. – Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1.

Величкевич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982.

Величко А.А., Ударцев В.П., Маркова А.К. и др. Новые представления о возрасте днепровского и донского языков покровного оледенения Русской равнины.// Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. № 6.

Вознячук Л.Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины.// Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы. М.: Наука, 1967.

Вознячук Л.Н., Санько А.Ф. Опорный разрез плейстоцена в урочище Смоленской Брод.// Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М. 1981.

Гайгалас А.И., Маудина М.И., Красновская Ф.И. Ледниковые и озерные фации плейстоцена в стратотипическом разрезе Акулово (Одинцово).// Геология. Т. 4. Фации Литвы и смежных территорий. Вильнюс. 1983.

Горецкий Г.И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев.// Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск. 1968.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.//Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР. 1961.

Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бессейна верхнего Дона. М.: Наука, 1976.

Громова В.И. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы. М.: Наука. 1965.

Еловичева Я.К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Минск: Наука и техника. 1979.

Заморий П.В. Палеогеография и стратиграфия погребенных почв Украины.// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 44.

Карпинский Ю.П., Николаев Н.И. Послетретичные отложения района Одинцова.// Тр. о-ва изуч. Московской обл., 1930. вып. 4.

Матвеев А.В. Денудационный срез краевых возвышенностей Белоруссии.//Морфогенез на территории Белоруссии. Минск: Наука и техника 1983. С. 81–87.

Меннер В.В. Описание остатков млекопитающих из межморенных суглинков Одинцово.// Тр. о-ва изуч. Московской обл., 1930. Вып. 4.

Москвитин А.И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения в ряду оледенений Европы.// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21. Вып. 4.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР.// Тр. ГИН. АН СССР. 1967. Вып. 156.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука. 1982.

Немцова Г.М. Связь петрографического состава и морфологии крупнообломочного материала основных морен с динамикой ледника (по материалам бассейнов рек Северная Двина и Вычегда).// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1981. № 51.

Павлова М.В. Послетретичные слоны из разных местностей России.// Ежегодник по геологии и минералогии России, 1910. Т. 2. Вып. 67.

Писарева В.В. Спорово-пыльцевые спектры неогеновых и четвертичных отложений севера центральных районов Русской платформы и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1971.

Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Межледниковые отложения в районе г. Балашихи.// Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1.

Салов И.Н. О возрасте рославльских межледниковых отложений. Смоленск, 1971.

Салов И.Н. О ранге московского ледника.// География Москвы и Подмосковья. М., 1973.

Соколов Н.Н. О положении границ оледенений в Европейской части СССР.// Тр. Ин-та географии АН СССР. 1946. Вып. 37.

Судакова Н.Г., Большаков В.А., Боярская Т.Д. и др. Новый разрез четвертичных отложений под Тарусой.// Докл. АН СССР. 1982, Т. 267. №4.

Сукачев В.Н., Горлова Р.Н., Недосеева А.К. О плейстоценовой флоре у с. Одинцово под Москвой.// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36.

Тахтаджян А.Л. Флористические области земли. Л.: Наука, 1978.

Чеботарева Н.С., Писарева В.В. Оценка данных по стратиграфии среднего плейстоцена.// Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984.

Чукленкова И.Н. Морфометрические исследования древнеледниковой морфоскульптуры. М.: Наука, 1982.
Шик С.М. О самостоятельности московского оледенения.// Докл. АН СССР. 1957. Т. 117. № 2.
Шик С.М. О самостоятельности московского оледенения.// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1959. № 23.
Эрд К. Палинологическое обоснование расчленения среднего плейстоцена ГДР.// Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972.
Čebotareva N.S. Gibt es eine eigene Moskauer Eiszeit?// Z. Geomorphologie. 1981. N.F. 25. Berlin – Stuttgart..
Liedtke H. Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Erläuterung zu einer farbigen Übersichtskarte im MaBstad 1 : 1000000 Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Selbstverlag – Bonn – Bad Godesberg, 1975.
Müller H. Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglacial-Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld).// Geol. Jb. 83. 1965.
Weisse R. Die Bedeutung der skandinavischen Vereisungen für die Gestaltung des heutigen Reliefs der Jung- und Altmorenen Landschaft.// Schriftenz. geol. Wiss. No 9. 1978.
Zagwijn W.H., Monterans H.M., Zandra J.G. Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands. Pollen–analysis, Palaeomagneticum and Sedimentary Petrology.// Geol. en Mijnbouw, 1971.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 552.524:552.14 (476)

В.М. МОТУЗ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛЁССОВЫХ ПОРОД НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

Четвертичные отложения Белоруссии согласно новейшим представлениям об их строении, составе, распространении и условиях залегания подразделяются на три формации: а) ледниковая формация, к которой большинство геологов, геоморфологов и палеогеографов относят осадки разновозрастных моренных горизонтов – валунные и ленточные глины, суглинки, супеси, а также встречаемые внутри их прослои песчано-гравийных или гравийно-галечных отложений; б) перигляциальная формация, состоящая в основном из песчаных пород различного гранулометрического состава; в) лёссовая формация, объединяющая различные по геологическому строению и генезису пылевато-глинистые отложения – лёссовидные супеси, лёссовидные глины и лёссовидные пески. Некоторые сравнительно однородные по гранулометрическому составу и неодинаковые по происхождению пылевато-глинистые породы многими исследователями отнесены к типичным лёссам.

В настоящей статье приведены результаты изучения пород лёссовой формации области материковых равнинных оледенений верхнего и среднего плейстоцена.

Лёссы и лёссовидные отложения, объединяемые многими исследователями (Резолюция совещания ..., 1955; и др.) в группу лёссовых пород, имеют широкое распространение в пределах Белоруссии. Ими покрыто свыше 10% территории республики (Медведев, 1975). Эти породы являются основанием для возведения на них различных зданий, промышленных объектов, гидросооружений, дорог и подземных коммуникаций. Некоторые разности лёссовых пород, особенно с повышенной пластичностью, используются в качестве глинистого сырья для производства красного кирпича. В последние годы лёссовидные супеси и суглинки нашли себе применение для получения аглопоритового песка и гравия – ценного инертного заполнителя, необходимого для производства легких бетонов.

Особенно повышенный интерес к лёссовидным породам проявляется в настоящее время со стороны работников сельскохозяйственных служб республики, и прежде всего почвоведов. Забота о сохранении и приумножении плодородия пахотных земель является одной из важнейших проблем дальнейшего развития сельского хозяйства. Длительная распашка сформированных на лёссовидных породах дерново-подзолистых почв приводит зачастую к увеличению зоны аэрации, разрушению агрегатной структуры почв и грунтов, что влечет за собой появление и развитие на них глубинной, плоскостной и ветровой эрозии.

О происхождении лёссовых пород Белоруссии высказывались различные точки зрения (Морозов, 1932; Сергеев, 1976; Сергеев, Быкова, Воробьев, 1982; Колбутов, 1958; Бондарчук, 1961; Веклич. 1958; и др.). Одни авторы (Миссуна, 1914; Можаровский, 1923; Жуков, 1926; Мирчинк, 1928; Grahmann, 1932; Роговой, 1962; и др.) относили их к осадкам эоловой аккумуляции; другие рассматривали их как покровные отложения водноледниковых потоков (Морозов, 1932; Казаков, 1935; Берг, 1947;

Стецко, 1960; и др.). Некоторые исследователи полагали, что основная масса лёссовых пород возникла при эфемерных весенних разливах обширных, временно блуждавших, рек ледникового питания (Афанасьев, 1925). Кроме того, отдельные геологи считали, что лёссовые породы ледниковых и перигляциальных районов Восточно-Европейской равнины являются осадками склоновой аккумуляции, т.е. представляют собой делювиальные отложения – перемещенные продукты выветривания осадочных пород под влиянием стока талых снеговых и дождевых вод (Павлов, 1888; Армашевский, 1883; Быкова, 1966; и др.).

Каждая из выдвинутых гипотез, претендовавшая в свое время на универсальность своих взглядов, не в состоянии была объяснить того разнообразия типов и фаций лёссовых пород, их неоднородного строения и состава, которые были установлены позже при детальном изучении многочисленных разрезов, расположенных на различных гипсометрических и геоморфологических уровнях в ледниковых и перигляциальных районах.

Проведенные нами в последние годы геолого-геоморфологические исследования показали, что лёссовые породы Белоруссии отличаются неоднородным литологическим составом. Они представлены чаще всего пылеватыми супесями и легкими суглинками; иногда среди них встречаются пылеватые лёссовидные пески и пылеватые слабо облёссованные глины. В некоторых разрезах лёссовых пород отмечаются прослойки разнозернистых песков, единичные зерна гравия, а иногда, как было установлено в Дубровенском районе Витебской области, мелкие валуны изверженных и осадочных пород (до 10–15 см в поперечнике).

В пределах республики нами выделены шесть основных массивов распространения лёссовых пород: Оршанско-Могилевско-Мстиславский, Минско-Дзержинский, Логойско-Смолевичский, Слуцко-Копыльский, Новогрудско-Кореличский и Массив лёссовидных отложений юго-восточной части БССР. Кроме указанных массивов, незначительные по площади участки лёссовых пород встречаются в окрестностях Витебска, Гомеля, Гродно и в других районах.

Каждый из выделенных массивов лёссовых пород отличается своеобразными условиями залегания, текстурными и структурными особенностями и генезисом.

1. Оршанско-Могилевско-Мстиславский массив, сложенный в основном лёссовыми породами, охватывает значительную территорию юго-востока Витебской и востока Могилевской областей. Он расположен на западном склоне Смоленско-Московской возвышенности и южном – Оршанской возвышенности. Лёссовые породы залегают здесь на различных гипсометрических уровнях – от 230 до 170 м и ниже. Они покрывают неровности платообразной равнины, а также спускаются в виде делювиальных шлейфов по склонам речных долин до уровня первых надпойменных террас. На наиболее повышенных участках платообразной равнины (уроч. Темный Лес с отметками 230–235 м, окрестности г. Дубровно с высотами 220 м и более и др.), а также в ряде районов Смоленской области с отметками порядка 250–270 м и выше лёссовые породы отсутствуют (Кучинский, 1950; Погуляев, 1955; Салов, 1957; и др.).

Мощность лёссовых пород, покрывающих современные междуречья, особенно к востоку от долины р. Проня, колеблется в пределах 5–12 м. Южнее Орши и западнее долины р. Проня она составляет всего 2–3 м. Многочисленными скважинами и шурфами, прошедшими толщу лёссовых пород на различных элементах рельефа, установлено, что они подстилаются самыми разнообразными породами. Так, на междуречье Проня–Вихра они залегают чаще всего на озерно-болотных глинах и суглинках. На склонах речных долин и на пониженных уровнях междуречий Проня–Днепр и Днепр–Друть они ложатся обычно на эродированную морену или на толщу песчано-гравийных отложений московского (сожского) оледенения.

В отличие от других покровных образований лёссовые породы этого массива характеризуются рядом особенностей. В сухом состоянии они способны удерживаться в обрывах высотой от 2–3 до 5–7 м и более. Во время стока весенних полых вод и ливневых дождей лёссовые породы местами подвергаются интенсивному разрушению и размыву, а в сухие дни летом, особенно на свежевспаханных площадях и вдоль грунтовых

дорог, – развеванию. Раскалываясь по вертикальным трещинам от просачивающихся в них атмосферных вод, а также вдоль отмершей корневой системы растений, лёссовые породы на стенках обнажений нередко образуют своеобразные выступы в виде призматических отдельностей и граней.

При осмотре обнажений в естественных разрезах и искусственных выработках, а также по описаниям кернов скважин, вскрывших на водоразделах лёссовые породы на полную мощность, установлено постепенное изменение их цвета с глубиной. В верхней части разреза лёссовой толщи, где протекают процессы перемещения гумусовых веществ и органических кислот из почвенных горизонтов, порода приобретает палево-бурый, а иногда палево-желтый цвет. Большую роль играют здесь процессы выветривания и почвообразования, коренным образом изменяющие первичную структуру и текстуру лёссовых пород. Ниже, примерно с глубины 2,5–3 м, лёссовые породы приобретают характерный для них палево-желтый цвет, переходящий на водораздельных участках с глубины 5,5–7 м в палево-серый, голубовато-серый и темно-синий цвета. На склонах речных долин явно преобладает палево-желтый или палево-бурый цвет.

В бассейне р. Сож (южная часть Дубровенского района Витебской области, в Горецком, Мстиславском и частично Кричевском районах Могилевской области) впервые было установлено пластовое залегание лёссовых пород с выдержанной (8–10 м) мощностью. Их строение иллюстрирует разрез скв. № 117, пробуренной на междуречье Проня–Лебедевка у д. Тосна Горецкого района.

Глубина, м

e IV 1. Растительный слой 0,0–0,2
f III v 2. Супесь палево-желтая, плотная, лёссовидная, макропористая, сравнительно однородная по гранулометрическому составу 0,2–1
f III v 3. Супесь (легкий суглинок) палево-желтая, с белесыми пятнами, пылеватая, макропористая, лёссовидная 1–4
f III v 4. Суглинок палево-желтый, с белесыми пятнами и охристо-бурыми примазками, сырой, плотный, пылеватый, лёссовидный. Постепенно без каких-либо следов размыва или выветривания переходит в озерные глины 4–9
l, a III v 5. Глина плотная, голубовато-серая, с черными марганцовистыми примазками и охристыми стяжениями, сырая до мокрой, вязкая, пластичная, с включением единичных зерен крупного песка и мелкого гравия 9,8–13,5
g II m 6. Глина песчаная, грубая (валунный суглинок?), серая, плотная, с включением зерен гравия и гальки 13,5–14
и ниже.

К востоку от г. Горки на платообразной пологоволнистой равнине с отметками 200–210 м и более было прослежено выдержанное залегание лёссовых пород с характерной для них особенностью – широким развитием блюдцеобразных суффозионных западин различной формы и глубины (Мотуз, 1978). Мощность лёссовых пород и здесь составляет 9–10 м, что видно из описания разреза скв. № 118, пробуренной у д. Полящицы Горецкого района.

Глубина, м

e IV 1. Растительный слой 0,0–0,2
f III v 2. Суглинок палево-бурый, с глубины 1,2 м палево-желтый, пылеватый, плотный, лёссовидный 0,2–4
f III v 3. Суглинок палево-желтый, плотный, пылеватый, лёссовидный. С глубиной в породе наблюдается постепенное увеличение содержания глинистых частиц 4–9
f III v 4. Глина светло-серая, плотная, с пятнами ожелезнения, пылеватая, сырая, вязкая . . . 9–9,9
l, a III v 5. Глина голубовато-серая до темно-синей, жирная, пластичная, с прослойками черного гумусированного низинного торфа 9,9–10,85
g II m 6. Супесь валунная, плотная, тяжелая, красно-бурая, влажная, вязкая. 10,85–11
и ниже

На других участках пологоволнистой платообразной равнины было установлено такое же строение лёссовых пород и подстилающих их озерно-болотных отложений. В южной части Дубровенского района между горизонтом ледниковых (моренных) отложений и толщей лёссовых пород был прослежен на значительном расстоянии выдержанный по простиранию слой озерно-болотных глин и суглинков мощностью 2–3 м

и более. На ранее составленных геологических профилях (Мирчинк, 1933) было показано, что здесь лёссовые породы залегают на эродированной красно-бурой морене рисского (днепровского) оледенения. Установленное строение верхней части разреза четвертичных отложений на пологоволнистых междуречьях позволяет рассматривать толщу озерно-болотных отложений в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта, перекрывающего моренные отложения московского (сожского) оледенения.

Классическим разрезом лёссовых пород, залегающих на водораздельной равнине, является карьер кирпичного завода, расположенный на северо-западной окраине г. Мстиславль Могилевской области. Разработка глинистого лёссовидного сырья и подстилающих его озерно-болотных глин и пылеватых суглинков велась до последнего времени на глубину до 10,0–12,0 м. Превышение бровки карьера над урезом р. Вихра – правого притока р. Сож – составляет 55 м. Расчисткой № 279 здесь было вскрыто следующее строение лёссовых пород и подстилающих их отложений.

Глубина, м

e IV. 1. Растительный слой 0,0–0,22

f III v. 2. Супесь пылеватая (алеврит пылеватый), плотная, лёссовидная, макропористая, скрытослоистая, со столбчатой отдельностью, образующей вертикальные грани и нависшие своды. Порода пронизана остатками корней злаков и разнотравья до глубины 2,5–3 м, а местами и до 5 м и испещерена многочисленными ходами дождевых червей и насекомых, которые вместе с проникающими сверху растворами гидроокислов железа и марганца и боковым перемещением их внутри отдельных слойков превратили ее из мягкой, рыхлой, порошкообразной на ощупь массы в слабо сцементированную подвижными соединениями кальция, марганца и железа породу на глубину до 3,0–5,0 м. Здесь же протекают процессы передвижения растворов, способствующих формированию макропористой текстуры и развитию дерново-подзолистых почв. Все это нарушило первичную текстуру осадка, вследствие чего порода лишилась первоначального своего облика. Цвет лёссовидных супесей белесо-бурый с включением охристых, темно-бурых и темно-серых пятен, появившихся в результате осаждения из инфильтрующихся растворов гидроокислов железа и марганца. Постоянное избыточное увлажнение породы привело к перераспределению ряда соединений. В лёссовидных супесях этого слоя часто встречаются карбонатные конкреции самой разнообразной и причудливой формы. Размеры их обычно не превышают 2,5–5 см в поперечнике. Конкреции лимонита образуют чаще всего трубки концентрического строения в виде колец, наперстков, наконечников, сигар и т.п. Цвет конкреций темно-коричневый, охристый, местами желто-бурый. Внутри они полые или заполнены той же лёссовидной породой. Диаметр конкреций колеблется от 0,7 до 2 см, длина – 3–7 см. Переход в нижележащий слой волнистый, на отдельных участках ровный. постепенный, местами резкий 0,2–1,8

f III v. 3. Супесь пылеватая (алеврит пылеватый), плотная, горизонтальнослоистая, с линзами и прослойками тонкозернистого рыхлого песка. В интервале 1,8–2,4 м хорошо выражена слоистость ленточного типа в виде закономерного чередования пылеватых алевритов с тонкозернистыми песками полевошпатово-кварцевого состава. Цвет породы палево-желтый с белесыми и желто-охристыми полосами, разделенными темно-коричневыми каемками вдоль подошвы отдельных слойков гидроокислов железа и марганца. По пространию разреза через 3–5 м с восточной стороны расчистки наблюдалось поднятие пласта под углом в 15–20°, указывающее на неровную поверхность во время осаждения пылевато-глинистого материала. Переход в нижележащий слой постепенный, слабо выраженный 1,8–2,7

f III v 4. Супесь пылеватая, лёссовидная, влажная, однородная по составу, скрытослоистая, палево-желтая. Переход в нижележащий слой постепенный, неровный, извилистый 2,7–5

f III v 5. Суглинок охристо-серый, сырой, плотный (глинистый алеврит), неслоистый, пылеватый, пронизанный гидроокислами железа и марганца, которые иногда концентрируются в виде округлых и эллипсоидальных конкреций. Мощность слоя колеблется от 1,5 до 3 м. Контакт с нижележащим слоем очень резкий по цвету. Гранулометрический состав породы постепенно изменяется в сторону увеличения содержания глинистых частиц с глубиной. Этот слой получил у местных жителей название "подглей" 5–7

l III mik 6. Глина пылевато-иловая, темно-серая, голубовато-серая, с зеленоватым оттенком и запахом сероводорода, раковистого излома, неслоистая, с включением органических остатков, представленных разложенными обломками стеблей трав и древесины, а также линз темно-коричневого сильно разложенного (до 60–65%) торфа, мощность которых достигает 10–15 см. Порода сравнительно однородная по гранулометрическому составу. В ней встречаются концентрические стяжения сигарообразной формы из гидроокислов железа длиной до 15 см и до 2 см в поперечнике. Местное название этого слоя – "синюга". Переход резкий, волнистый, хорошо выраженный 7–9,5

Глубина, м

7. Песок разнозернистый, слабоглинистый, заиленный, белесо-серый, с включением гальки и валунов изверженных и метаморфических пород (крупнозернистого серого гранита, розового рапакиви, гнейса, кварца, полевых шпатов и др.) . . . . . 9,5–9,8 и ниже.

Белесо-серые, заиленные, разнозернистые пески, достигающие мощности 1,5, максимум 3 м, подстилаются моренными отложениями, относимыми к московскому (сожскому) оледенению. Последние представлены валунными супесями и суглинками, мощность которых колеблется от 10 до 20 м и более.

При изучении разрезов лёссовых пород особое внимание обращалось нами на такой важный текстурный признак осадочных пород, как слоистость, позволяющий судить об условиях седиментации пылевато-глинистых отложений. Во многих изученных разрезах было установлено, что для лёссовых пород, покрывающих выположенные современные междуречья, характерна горизонтальная, косая, пологоволнистая типа плойчатой слоистость. Особенно хорошо заметна слоистость в сухих, свежевыветрелых стенках обнажений, карьеров, шурфов и траншей. В этих же отложениях нередко отмечались нарушения первичной текстуры осадков, выраженные в смятиях и разрывах отдельных пачек лёссовидных суглинков. По кровле некоторых глинистых и пылеватых слойков часто наблюдались линзы и песчаные прослои до 5–15 мм толщиной, указывающие на резкое изменение скорости водных потоков.

В лёссовых породах явно преобладает пылеватая фракция (0,1–0,01 мм), составляющая в среднем 65–75%. Как исключение, она иногда увеличивается до 88%. Количество частиц менее 0,01 мм в верхней части разреза лёссовых пород (до глубины 3,5 м) колеблется от 15 до 25%. В нижней части лёссовой толщи наблюдается увеличение их до 30%, а в подстилающих озерных глинах и суглинках достигает 40–50% и более. Количество песка (крупнее 0,1 мм) составляет около 2%, увеличиваясь на отдельных интервалах до 10%.

Лёссовые породы некоторых районов Белоруссии по химическому составу близки к озерно-ледниковым ленточным глинам (супесям), распространенным в пределах Смоленской области (табл. 1).

Количество карбонатов в них сравнительно невысокое и составляет в среднем 2–3% при колебании от 0,3–0,5 до 8–10%.

Из палеонтологических остатков в толще слоистых лёссовидных суглинков и супесей района г. Мстиславль атором были обнаружены в 1955 г. раковины двустворок, представленные Pisidium casertanum (Poli). Сборы фауны моллюсков в последующие годы позволили установить здесь ряд других видов, таких, как Pisidium nitidum Jenyns, P. pseudosphaerium Favre, P. obtusale C. Pfeiffer, P. lilljeborgi Clessin, P. stevarti Preston (Мотуз, 1978). В верхней части лёссовой толщи с глубины порядка 1–3 м конхиологические остатки распределены сравнительно редко. Ниже количество захороненных раковин на единицу площади несколько увеличивается, что было обусловлено, по-видимому, более благоприятным гидрохимическим режимом водоема.

Палинологическое изучение Н.А. Махнач разрезов лёссовых пород позволило установить в них сравнительно обедненный состав пыльцы и спор. В лёссовидных суглинках района г. Мстиславль на глубине 3–8 м были обнаружены лишь единичные зерна полыни (Artemisia) и лебедовых (Chenopodiaceae). У д. Курманово Мстиславского района в толще озерных глин и суглинков, подстилающих лёссовидные суглинки и супеси, на глубине 8–10 м была встречена пыльца Pinus sibirica (Rupr.) Mayr. В этих же отложениях неоднократно находили остатки костей мамонта – Mammuthus primigenius (Blüm) и шерстистого носорога – Coelodonta antiquitatis (Blüm) (определения В.В. Щегловой).

Что касается лёссовых пород, распространенных на междуречьях Проня–Днепр, Днепр–Березина и Сож–Бесядь, то они резко отличаются от описанных выше отложений междуречья Проня–Вихра. Они залегают чаще всего на размытой поверхности ледниковых отложений. Иногда между ними прослеживается маломощный слой песчано-гравийных или гравийно-галечных отложений. Содержание карбонатов в них крайне низкое (2–3%). Для них характерен желтовато-бурый цвет с вкраплениями

Таблица 1

Химический состав лёссовых пород и ленточных глин востока БССР и Смоленской области, %

Место отбора	Порода	Глубина, м	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	П.п.п
Пречистенский район Смоленской области	Ленточные глины (супеси)	1,0–2	74,5	13,67	5,04	1,18	0,9	4,28
Сычевский район Смоленской области	Лёссовидные суглинки	1,45–3,05	74,7	14,09	6,1	1,05	0,7	3,13
Мстиславский район Могилевской области	Лёссовидные супеси	1,5–2,5	74,06	13,1	3,6	1,33	1,12	3,32

серых и темно-бурых пятен и стяжений из гидроокислов железа и марганца. По простиранию эти отложения часто замещаются мелко- и разнозернистыми песками, а внутри толщи иногда содержат прослойки тех же песков и зерна гравия. Мощность лёссовидных суглинков и супесей не превышает 3 м. Чаще всего они бескарбонатны. С соляной кислотой реагируют лишь в тех случаях, когда подстилаются красно-бурой или бурой карбонатной мореной. В них всегда видны макропоры и слоистость. Гранулометрический состав их, по данным анализов проб из разрезов у д. Курбаки Краснопольского района, а также г. Хотимск, характеризуется содержанием пылеватых частиц от 59 до 75%. Лёссовые породы этих участков отличаются повышенной запесоченностью (до 21% фракции более 0,1 мм) по сравнению с лёссовыми породами междуречья Проня—Вихра и незначительным содержанием частиц менее 0,01 мм (от 12,5 до 25%).

Условия залегания лёссовых пород на Оршанско-Могилевской платообразной равнине, связь их с подстилающими образованиями на междуречьях и склонах речных долин, наличие слоистой текстуры по всему профилю лёссовой толщи, закономерное увеличение количества глинистых частиц с глубиной, особенно четко выраженное на водоразделах, наличие линз и прослоек мелко- и среднезернистого песка, а также находки раковин пресноводных моллюсков указывают на то, что основная масса пылевато-глинистого материала, преобразованного в результате диагенетических процессов в лёссовидные макропористые породы, образовалась водным путем. Осаждение пылевато-глинистых частиц из талых ледниковых вод, стекавших по поверхности водораздельных участков, происходило при замедлении скорости эфемерных потоков во время весенних разливов (Казаков, 1935; Спиридонов, 1960; Стецко, 1960; Лукашев, 1961; Мотуз, 1957; Булавин, 1972; и др.). В последующий отрезок времени в связи с заложением и развитием речных долин, вызванным понижением местных приледниковых базисов эрозии и перестройкой гидрографической сети, происходил размыв и отложение лёссовых пород на приводораздельных понижениях и террасах. Это привело к накоплению аллювиальных и деллювиальных слоистых лёссовых пород. На формирование лёссовых признаков, в частности на приобретение породой макропористой структуры, вероятно, оказывали влияние также процессы сезонного промерзания и оттаивания грунтов (Минервин, Сергеев, 1964). Процессы эрозионного расчленения поверхности, особенно после вырубки лесных массивов и распашки обширной территории в историческую эпоху, способствовали значительному иссушению территории, что повлекло за собой развевание лёссовидных суглинков и супесей и частичное переотложение их ветром.

2. Минско-Дзержинский массив лёссовидных суглинков и супесей раположен южнее пос. Ратомка Минского района. Здесь по обе стороны долины р. Птичь распространены небольшие участки лёссовых пород. Располагаясь на склонах Минской возвышенности, они покрывают неровности рельефа, нивелируя местами его поверхность. Возвышенность представляет собой сложную систему пересекающихся в различных направле-

ниях аккумулятивных гряд и холмов, разделенных сквозными долинами и ложбинами стока талых ледниковых вод. Отнесена она к конечноморенным образованиям одной из стадий московского (сожского) оледенения, мощная толща осадков которого (до 50 м и более) накапливалась в один из продолжительных этапов стояния и таяния лед ика. Относительное превышение высот над местными базисами эрозии достигает здесь 50–80 м. Древний холмисто-моренный рельеф перекрыт толщей лёссовых пород и выступает из-под них лишь на наиболее приподнятых участках. Рельеф осложнен позднейшей эрозией, процессы которой в послеледниковое время привели к переуглублению речных долин, образованию оврагов и балок и накоплению на склонах делювиальных шлейфов. Лёссовые породы встречаются здесь как на пониженных междуречьях, приводораздельных понижениях, так и на склонах речных долин. Подстилаются они чаще всего флювиогляциальными песками и супесями неоднородного гранулометрического состава. Местами, особенно на междуречье Птичь–Свислочь, лёссовые породы залегают на озерно-болотных глинах, суглинках или торфянниках низинного типа. Мощность лёссовых пород колеблется здесь от 1 до 8 м. Участки с повышенной мощностью лёссовых пород составляют незначительную часть площади всего массива и встречаются на западной и юго-западной окраине Минска, у деревни Медвежино, Барановщина, Сухарева, Лощица, уроч. Вильковщина, в окрестностях г. Дзержинск и в других местах. Максимальная мощность их приурочена к древним озерным котловинам и ложбинам стока талых ледниковых вод, ориентированным в различных направлениях. Иногда древние ложбины стока, погребенные под толщей лёссовых пород, сохраняют в завуалированной форме свои прежние очертания и в современном рельефе напоминают собой плоские лощины различной длины и ширины.

Лёссовые породы Минско-Дзержинского массива мало карбонатны; по данным К.И. Лукашева и И.А. Добровольской (1958), для верхней части толщи количество CaO колеблется в пределах от 1,16 до 4,0%, а MgO – от 0,96 до 1,84%. Они отличаются слоистостью, цветом, составом включений и новообразований, расположением и характером изменения различных литологических разностей по глубине и простиранию. Так, в свежих выемках карьера комбината строительных материалов, расположенного на южной окраине Минска, в верхней части разреза лёссовых пород часто наблюдается преобладание косослоистых пылеватых супесей (алевритов), однородных по структуре, но резко различающихся по цвету. В других карьерах, где разрабатываются лёссовидные суглинки и супеси, до глубины порядка 3 м прослеживаются изменения в их окраске, связанные с чередованием темно-желтых, бурых и палевых слойков, напоминающих собой ленточные глины, но отличающихся от них однородным гранулометрическим составом. Даже в одном разрезе характер слоистости в толще лёссовых пород заметно изменяется по простиранию и на протяжении нескольких десятков метров на примерно одинаковом уровне прослеживается четкий переход косой слоистости в горизонтально-волнистую. Толщина отдельных слойков составляет в среднем 1–2 мм. Подобные прослойки, под названием зебровидных, были описаны недавно в песчаных почвах Белоруссии (Лисица, Смеян, Сандович, 1977). Верхняя часть толщи, сложенная лёссовидными супесями до глубины 3–4 м, в сухом состоянии обычно макропористая, комковатая, пронизана вертикальными и слабонаклонными трещинами, канальцами, внутренние стенки которых инкрустированы карбонатным материалом и гидроокислами железа. Ниже толща лёссовидных супесей постепенно замещается лёссовидными суглинками палево-желтого, светло-бурого или голубовато-желтого цвета.

По текстурным и структурным особенностям и условиям залегания в пределах Минско-Дзержинского массива нами выделены три генетических типа лёссовых пород: 1) водно-ледниковые лёссовидные суглинки и супеси, распространенные на водораздельных участках в бассейне Верхнего Днепра; 2) озерно-аллювиальные лёссовидные глины, суглинки и супеси; 3) делювиальные лёссовидные супеси и суглинки, покрывающие склоны речных долин и ложбин стока талых ледниковых вод. Кроме того, на отдельных участках массива в условиях расчлененного рельефа встречается сме-

шанный тип лёссовидных отложений, в котором нижняя часть лёссовой толщи состоит из озерно-аллювиальных образований, а врехняя часть — из намытых делювиальных пылеватых супесей и суглинков. Делювиальные лёссовидные шлейфы часто перекрывают толщу пылевато-иловатых лёссовидных отложений, залегающих в древних замкнутых котловинах и ложбинах стока талых вод.

3. Логойско-Смолевичский массив лёссовидных суглинков и супесей расположен на восточном склоне Минской возвышенности. Лёссовые породы приурочены здесь к двум участкам, один из которых расположен к югу от г. Логойск, другой — западнее и юго-западнее железнодорожной станции Смолевичи.

По сравнению с аналогичными образованиями других массивов, лёссовые породы этого района отличаются незначительной мощностью (чаще всего 0,5—1,5 м), слоистостью, повышенным содержанием песчаных фракций (до 15—25%), резкой изменчивостью гранулометрического состава по простиранию, прурочениостью их к склонам холмов, гряд и приводораздельных понижений. Для них характерно низкое содержание карбонатов. Залегают эти отложения чаще всего на валунных красно-бурых и буровато-желтых суглинках (морене) или на флювиогляциальных разнозернистых песках. Особенности строения лёссовых пород, выраженные в указанных выше текстурных признаках, свидетельствуют о том, что накопление их происходило в результате делювиального перемещения по склонам пылевато-глинистого и песчаного материала в поздне- и послеледниковое время.

Процессы размыва и повторной аккумуляции покровных пород в условиях сильно расчлененного рельефа продолжаются и в настоящее время. Это подтверждается массовым распространением смытых дерново-подзолистых почв на склонах холмов и на понижениях к речным долинам, а также усилением глубинной эрозии на участках распространения рыхлых макропористых пылеватых грунтов.

4. Слуцко-Копыльский массив лёссовидных суглинков и супесей расположен к югу и юго-востоку от Копыльской полосы краевых образований московского (сожского) оледенения. Здесь преобладают маломощные (до 1,3 м) желтовато-бурые или палево-бурые пылеватые макропористые, весьма пестрые по литологическому составу супеси с ясно выраженной горизонтальной и плетьевидной слоистостью (очевидно, водно-ледникового происхождения). Толщина отдельных слойков составляет в среднем 1—2 мм. Повышенное увлажнение лёссовидных супесей при относительно малой их мощности обусловило интенсивное их выщелачивание. Содержание карбонатов в них не превышает 1,5—2%.

К северу от широты г. Слуцк среди холмисто-грядового рельефа полосы краевых ледниковых образований Копыльской возвышенности, кроме описанных водно-ледниковых слоистых лёссовидных отложений, широко распространены делювиальные маломощные образования, нивелирующие неровности подстилающей поверхности.

5. Новогрудско-Кореличский массив лёссовых пород расположен в восточной части Гродненской области (бассейн р. Неман). Лёссовые породы залегают здесь как на морене московского оледенения, так и на флювиогляциальных разнозернистых песках. В некоторых разрезах они были установлены на погребенных дерново-перегнойно-глеевых, торфянисто-глеевых и торфяных почвах (деревни Рутковичи, Тимошковичи, Качицы и др.).

Характерной особенностью лёссовых пород этого массива является приуроченность их к склонам холмов, гряд, понижениям к оврагам и балкам, наличие в них ясно выраженной слоистости, а также включение прослоек и линз мелко- и разнозернистого песка, зерен гравия, остатков стеблей травянистой растительности и фауны наземных моллюсков. Эти факты указывают на то, что исходным материалом для их образования мог быть только элювий местных пород, перемещенный и отложенный на склонах сильнопересеченного рельефа. Содержание глинистых частиц в лёссовых породах Новогрудско-Кореличского массива колеблется от 20 до 49% и более. Их выделяют в группу легких суглинков и тяжелых супесей. Мощность лёссовых пород колеблется от 1 до 7 м. Они также макропористые, преимущественно пылева-

тые, палево-желтого или желтовато-серого цвета, тонкослоистые, слабо вскипают от раствора соляной кислоты, а зачастую не обнаруживают никаких признаков вскипания.

Особенности строения лёссовых пород, условия их залегания, распределение мощности на различных элементах рельефа, отсутствие связи с подстилающими образованиями и переход по простиранию в другие разности покровных отложений свидетельствуют о том, что лёссовые породы Новогрудско-Кореличского массива представляют собой перемещенные под влиянием силы тяжести продукты денудации пылеватоглинистого материала, смытого дождевыми и талыми весенними водами с вершин и склонов холмов и отложенного в средних и нижних частях склонов в виде делювиальных лёссовидных шлейфов.

6. В юго-восточной части БССР на пологоволнистой зандровой равнине белорусского Полесья лёссовые породы в виде отдельных изолированных участков встречаются в окрестностях городов Мозырь, Гомель, Хойники, городского поселка Брагин, д. Юревичи и др. В районе г. Мозырь они описаны на северо-восточном склоне Мозырской гряды, обращенном к долине р. Припять. Приурочены эти отложения к уровню с отметками от 120 до 190 м. На вершине гряды с отметками до 200 м и более они отсутствуют. Сильно пересеченная поверхность гребня гряды сложена акватической (бассейновой, водной) и типичной мореной днепровского возраста. Лёссовые породы, залегающие на склоне гряды, отличаются неоднородным литологическим составом. Преобладают в основном лёссовидные пылеватые супеси и тонкозернистые пески с незначительным содержанием глинистых фракций. Значительно реже встречаются лёссовидные суглинки. Мощность их колеблется от 2 до 13 м. Заметное увеличение мощности пласта лёссовых пород наблюдается в нижней части склона гряды.

Характерной особенностью лёссовых пород этого массива является наличие в них слоистой макропористой текстуры. Слоистость в лёссовых породах встречается не только в нижней их части, как отмечали ранее Л.А. Лепикаш и В.Г. Бондарчук (1933), но и по всему профилю лёссовой толщи.

В иллювиальных почвенных горизонтах (верхняя часть лёссовой толщи) вследствие неоднородности литологического состава пылеватых и глинистых слойков, отражающих сезонные циклы накопления осадка на склоне Мозырской гряды, сформировалась своеобразная (типа ленточной), зебровидная слоистость. Для нее характерно чередование красно-бурых или буровато-коричневых и светлых, буровато-желтых, полос. По простиранию лёссовые породы часто замещаются пылеватыми, полевошпатово-кварцевыми песками и залегают как на морене, так и на тонкозернистых, по-видимому, озерных или озерно-аллювиальных песках, супесях, иногда глинах, а также на флювиогляциальных песчаных и гравийно-галечных отложениях. Цвет их палево-бурый, серовато-бурый, с глубины 3 м палево-желтый, желтый или палево-серый. В них иногда встречаются конкреции шаровидной или овальной формы, сложенные тем же материалом, что и вмещающая порода, но отличающиеся от последней повышенным содержанием лимонита. Подобные новообразования были обнаружены нами на глубине 2–2,5 м. Размеры отдельных конкреций достигали 0,8–1 см в поперечнике. Из-за рыхлого сложения и повышенной водопроницаемости внутри отдельных пачек лёссовых пород нередко образуются временные водотоки, приводящие к образованию своеобразного "лёссового карста". Длительное проявление подземных эрозионных процессов приводит к деформации лёссовых толщ, образованию провалов и развитию овражно-балочной сети на склоне Мозырской гряды. Овраги достигают здесь глубины 40–50 м и более. Местами они превратились в балки. По меткому замечанию А.Э. Гедройца (1895), г. Мозырь построен на дне оврагов, которые врезались в лёсс и нижележащую ледниковую глину.

Вдоль днищ некоторых оврагов и их отвершков встречаются следы свежих размывов, которые свидетельствуют об усилении современного эрозионного расчленения территории.

Другой обособленный участок лёссовых пород расположен в окрестностях д. Юревичи Калинковичского района Гомельской области. Представлены они здесь лёссовид-

ными легкими суглинками и супесями мощностью до 5–6 м на склонах и до 1,5 м на водоразделе. К югу и юго-западу от г. Хойники на более высоких уровнях междуречья Вить–Брагинка встречаются маломощные пылеватые супеси, местами суглинки с признаками облёссования. Мощность их не превышает 1 м. По сравнению с мозырскими лёссовыми породами они отличаются повышенным содержанием глинистых частиц (до 30% и более) при колебании пылеватых фракций от 55 до 80% и песчаных – в пределах 2–5%.

Наличие слоистой текстуры в мозырских лёссовидных супесях и суглинках, наличие в них линз и прослоек мелко- и среднезернистого песка, переход их по простиранию в тонкозернистые и пылеватые пески, заметное увеличение их мощности с падением абсолютных отметок к долине р. Припять показывают, что основная масса лёссовых пород на склоне Мозырской гряды образовалась в результате выпадения мелкоземистого материала из талых вод, стекавших с поверхности ледникового покрова.

На понижениях к оврагам, балкам и ложбинам стока талых ледниковых вод местами встречаются переотложенные делювиально-аллювиальные образования, представляющие собой продукты размыва морены, флювиогляциальных песков и самих лёссовидных отложений. Распашка обширных площадей под сельскохозяйственные угодья в историческую эпоху привела к частичному переотложению их водными потоками и развеванию ветром.

Минералогический состав лёссовых пород Белоруссии, по данным К.И. Лукашева и С.Г. Дромашко (1960), П.П. Рогового и П.С. Самодурова (1962) и др., характеризуется сравнительным однообразием основных породообразующих минералов. Так, в легкой фракции явно преобладает кварц (70–93,6%), изредка встречаются опал, халцедон, обломки кремней, глауконит и др. Содержание полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, реже альбита и олигоклаза) колеблется в пределах 15–25,5%. Количество карбонатов (в основном кальцита, доломита и сидерита) резко варьирует (от следов до 5–10%). Среди слюд встречаются тонкие пластинки мусковита (3–4%) и биотита (1–2,3%). В тяжелой фракции лёссовых пород, составляющей всего 0,2–1,5%, описаны обыкновенная роговая обманка (4–57,8%), гранаты – преимущественно альмандин, реже гроссуляр, уваровит – (13–32%), ильменит (10–20%), лейкоксен (1,5–9%), титаномагнетит (1,8–4,8%), турмалин (1,5–8%), циркон (2–14%), хлорит (0,5–1,5%), эпидот (3,8–34,3%), дистен (0,1–5,1%), ставролит (0,7–5,6%), рутил (0,4–13,6%), силлиманит (1,0–6,2%) и др. В небольшом количестве (до 3%) встречаются актинолит, андалузит, апатит, базальтическая роговая обманка, брукит, сфен, анатаз, дюмортьерит, пироксены ромбические (энстатит, бронзит, гиперстен) и моноклинные (авгит, диопсид и др.), топаз, тремолит, хлорит, бурые гидроокислы железа, гематит, магнетит, корунд, цоизит, клиноцоизит и др.

В состав глинистой фракции (менее 0,001 мм) лёссовых пород Белоруссии, по данным С.С. Морозова (1964), В.Д. Лисицы и С.А. Тихонова (1969), Э.А. Левкова и С.А. Тихонова (1969), С.А. Тихонова, В.Т. Сергиенко, Н.А. Матусевич и А.К. Карягиной (1971) и др., входят такие минералы, как монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, гидрослюда (иллит, гидромусковит), каолинит, галлуазит, диккит, кварц, кристобалит, карбонаты (кальцит, доломит, магнезит), гетит, гидрогетит, гидрогематит, бемит и органика. Среди указанных минералов явно преобладают гидрослюды, гидрогетит, каолинит, метагаллуазит, кварц и карбонаты; реже встречаются монтмориллонит, бейделлит, гидрогематит, кальцит.

В заключение можно отметить, что детальное геолого-геоморфологическое исследование лёссовых пород Белоруссии показало, что они образовались при участии различных субаквальных и субаэральных факторов. Последующие процессы эрозионного расчленения территории способствовали перемещению этих пород и накоплению лёссовидных делювиальных шлейфов на склонах речных долин, холмов, гряд и приводораздельных понижений.

ЛИТЕРАТУРА

Армашевский П.Я. Геологический очерк Черниговской губернии. // Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей..1883. Т. 7. Вып. 1. С. 87–223.

Афанасьев Я.Н. Этюды о покровных породах Белоруссии. // Зап. Горецкого с.-х. ин-та. Горки. 1925. Т. 2. С. 140–156.

Берг Л.С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования. // Климат и жизнь. М.: Географгиз. 1947. С. 156–307.

Бондарчук В.Г. Строение четвертичных (антропогеновых) отложений и проблема геологии квартера Украины. // Четвертичный период. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. Вып. 13/15. С. 7–41.

Булавин Б.П. Генезис и литологические фации лёсса Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1972. 154 с.

Быкова В.С. Лёссовые породы Европейской части СССР и Закавказья. Лёссовые породы СССР. М.: Наука. 1966. С. 8–13.

Веклич М.Ф. Четвертинні відклади правобережжя середнього Дніпра. Київ: Вид-во АН УРСР. 1958. 200 с.

Гедройц А.Э. Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской, Волынской и Северной части царства Польского. // Математика для геологии России. СПб. 1895. Т. 17. С. 133–325.

Жуков М.М. Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-восточной четверти 29 листа, произведенных в 1921–1923 гг. // Изв. Геол. ком. за 1925 г. 1926. Т. 14. № 6. 683 с.

Казаков М.П. К характеристике главнейших типов четвертичных отложений европейской части СССР. // Бюл. МОИП. Н.С., 1935. Т. 13. № 3. С. 394–428.

Колбутов А.Д. О составе, особенностях залегания и условиях образования лёссовых пород на Русской равнине//Географический сборник. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 10. С. 108–123.

Кучинский П.А. Почвы Смоленской области. Смоленск: Смол. обл. гос. изд-во. 1950. 318 с.

Левков Э.А., Тихонов С.А. Лёссовидные породы Белоруссии. // Вестн. БГУ. Сер. химия, биология, география и геология. 1969. № 1. С. 82–89.

Лепикаш Л.А., Бондарчук В.Г. Геоморфологічні особливості і четвертинні поклади узбережжя р. Прип'яті в районі Петриково–Мозир–Чернобиль. // Журн. геол.-геогр. циклу. Вісн. УАН. 1933. № 3 (7).

Лисица В.Д., Тихонов С.А. О трансформации биотита в дерново-подзолистых почвах. // Почвоведение. 1969. № 11. С. 98–106.

Лисица В.Д., Смеян Н.И., Сандович Л.С. О природе зебровидных образований в песчаных почвах БССР. // Почвы БССР и пути повышения их плодородия. Минск: БелНИИПА. 1977. С. 20.

Лукашев К.И. Проблема лёссов в свете современных представлений. Минск: Изд-во АН БССР. 1961. 219 с.

Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Минералогический состав лёссовых пород Белоруссии. // Докл. АН БССР. 1960. Т. 4. №5. С. 210–212.

Лукашев К.И., Добровольская И.А. О химическом составе лёссовидных пород на территории Белоруссии. // Докл. АН БССР. 1958. Т. 2. № 4. С. 171–174.

Медведев А.Г., Соловей И.Н., Смеян Н.И. Почвы. // Бел. Сов. Энциклопедия. Т. 12. С. 35–37.

Минервин А.В., Сергеев Е.М. Новые данные в решении проблемы лёсса. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 9. С. 53–64.

Мирчинк Г.Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР. // Изв. АН СССР. Сер. 7. Отд. физ.-мат. наук. 1928. № 2. С. 113.

Мирчинк Г.Ф. Геологическое строение местности по линиям Орша–Ворожба, Новобелица–Прилуки и Локоть–Шестка. 1933. 188 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния НКТП СССР. Вып. 309).

Миссуна А.Б. Краткий очерк геологического строения Новогрудского уезда Минской губернии. // Зап. Минерал. о-ва. СПб. 1914. Ч. 1. С. 163–248.

Можаровский Б.А. Послетретичные отложения и водоносные горизонты в верховьях р. Прони. // Мат. зап. опытно-мелиор. об-ния. Горки. 1923. № 2. С. 1–25.

Морозов С.С. Механический и химический состав некоторых лёссов Европейской части СССР и генетически им близких пород. // Почвоведение. 1932. № 2. С. 232–259.

Морозов С.С. Материалы по региональному грунтоведению. М.: Изд-во МГУ. 1964. 154 с.

Мотуз В.М. Палеогеографические особенности времени лёссообразования на территории БССР. // Докл. АН БССР. 1957. Т. 1. № 2. С. 66–68.

Мотуз В.М. О происхождении блюдцеобразных западин в лёссовых породах БССР. // Почвенные исследования и применение удобрений. Минск: Ураджай. 1978. С. 9–13.

Павлов А.П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. // Изв. Геол. ком. 1888. Т. 7. № 7.

Погуляев Д.И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области. Смоленск. 1955. Т. 1. 248 с.; т. 2. 318 с.

Резолюция совещания по лёссовым породам Украинской ССР (16 июня – 1 июля 1955). Киев: Изд-во АН УССР. 1955. 4 с.

Роговой П.П. Происхождение и строение лёссовых, лёссовидных и других поверхностных отложе-

ний на территории БССР. // Почвообразующие породы и их роль в формировании почв БССР. Минск: Сельхозгиз БССР. 1962. С. 3–35.

Роговой П.П., Самодуров П.С. Минералы и химические элементы в профиле сильноподзоленных дерново-подзолистых почв Белоруссии, образовавшихся на лёссовых породах. // Почвообразующие породы и их роль в формировании почв БССР. Минск: Сельхозгиз БССР. 1962. С. 55–148.

Салов И.Н. К вопросу о происхождении лёссовидных суглинков Смоленской области. // Сб. науч. работ. Смоленск. 1957. Вып. 1. С. 93–133.

Спиридонов А.И. О происхождении лёссовых пород. // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1960. № 5. С. 20–26.

Сергеев Е.М. Генезис лёссов в связи с их инженерно-геологическими особенностями. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1976. № 5. С. 3–15.

Сергеев Е.М., Быкова В.С., Воробьев Г.И. Оледенение Русской платформы и особенности лёссовых пород. // Инж. геология. 1982. № 5. С. 3–7.

Стецко В.В. Некоторые результаты изучения лёссовых пород Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР. 1960. С. 62–73.

Тихонов С.А., Сергиенко В.Т., Матусевич Н.А., Карягина А.К. Тонкодисперсные минералы некоторых разновидностей дерново-подзолистых почв Гродненской и Могилевской областей. – Почвенные исследования и применение удобрений. Минск: Ураджай. 1971. Вып. 2. С. 25–34.

Grahmann R. Der Löss in Europa. Mitteil. Gesellschaft für Erdkunde. Leipzig. 1932. S. 5–24.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.791+793

П.И. БОРИСКОВСКИЙ

ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ СТОЯНКИ НА ТЕРРИТОРИИ КУРСКА

Один из старинейших русских городов, Курск, дал, подобно Киеву и Томску, остатки выразительных позднепалеолитических поселений, позволяющих утверждать, что люди здесь обосновались уже в древнем каменном веке.

Палеолит на территории Курска был открыт в 1962 г. Летом 1962 г. Павел Захарович Калугин, копая перед своим домом по 2-й Полевой улице на юго-восточной окраине Курска хозяйственную яму, обнаружил кости мамонта. П.З. Калугин правильно оценил значение своей находки, принял меры к ее охране и сразу же сообщил о ней в Курский краеведческий музей. Место находки было обследовано сотрудниками музея, а также известным исследователем курских древностей Ю.А. Липкингом, установившим наличие здесь позднепалеолитической стоянки – Курск I. Осенью 1962 г. по поручению Ленинградского отделения Института археологии АН СССР я провел вместе с Ю.А. Липкингом на территории стоянки разведочные раскопки и установил существование еще одного позднепалеолитического памятника – Курск II, расположенного поблизости.

В 1963 и 1964 гг. экспедиционным отрядом ЛОИА АН СССР, работавшим под моим руководством, при ближайшем участии Ю.А. Липкинга, Г.В. Григорьевой и В.И. Беляевой на стоянках Курск I и Курск II были проведены раскопки. Для организации и проведения раскопок много сделал Курский областной краеведческий музей, Курский педагогический институт и средняя школа № 12 Курска[1]. Геологическое исследование стоянок Курск I и II было осуществлено М.Н. Грищенко[2].

Курские стоянки расположены недалеко от впадения р. Тускарь в р. Сейм, на правом берегу Сейма и на левом берегу Тускаря, менее 2 км от берега Сейма. Стоянка Курск I находится на 2,5 м выше уреза р. Тускарь, а стоянка Курск II – на 3 м выше стоянки Курск I и на 5,5 м выше уреза р. Тускарь. Высота стоянки Курск I – 158 м над уровнем моря, стоянки Курск II – 161 м.

СТОЯНКА КУРСК I

На стоянке[3] было вскрыто сплошной площадью 101 м^2. Культурный слой располагался на глубине около 1,2 м от поверхности и имел толщину 0,2–0,25 м. Он не прослеживался по стенкам раскопа в виде окрашенной в красноватый цвет ленты, но залегал в одной горизонтальной плоскости и имел отчетливую нижнюю и верхнюю гра-

[1] Материалы Курских стоянок до сих пор оставались неопубликованными, за исключением трех маленьких заметок: Борисковский, 1965, 1982; Boriskovsky, 1983.

[2] См. статью М.Н. Грищенко в этом выпуске Бюллетеня.

[3] Ниже использованы с разрешения В.И. Беляевой некоторые материалы выполненной в 1966 г. под моим руководством ее дипломной работы, посвященой Курским стоянкам.

ницу. Слой содержал расколотые кремни, значительное число костей мамонта плохой сохранности, единичные кости других животных, красную охру и единичные угольки.

Палеолитические культурные остатки распространены практически по всему раскопу, имевшему наибольшую протяженность 18×10 м. В направлении на север, восток и юг находки постепенно сходят на нет и, как показали разведочные шурфы, за пределами раскопа исчезают (резкой границы распространения культурного слоя нигде не прослеживается). Как далеко распространяется стоянка в западном направлении, установить не удалось (здесь находится современный жилой дом). На раскрытой раскопками площади отсутствуют очаги, выкладки из костей, какие-либо конструкции. Но культурный слой не является совершенно однородным на всех участках. В юго-западной части раскопа встречены значительные скопления кремней (до 100 экз. на 1 м^2), связанные с довольно большим количеством красной охры и окрашенные в красноватый цвет. Скопления имеют неправильные, расплывчатые, нечеткие очертания, почти лишены костей и граничат с участками, на которых кремни почти вовсе отсутствуют, но зато залегает ряд изолированных зубов и костей мамонта. Последние принадлежат разным частям скелета – плечевые, бедренные, тазовые кости, позвонки, ребра и др. Ряд кремней залегает непосредственно под костями. Красная охра за пределами скоплений кремней отсутствует. Угольки на всех участках культурного слоя встречаются исключительно редко, не образуют даже маленьких скоплений. В северной части раскопа раскрыты 4 позвонка мамонта, залегавшие в анатомическом порядке, а в нескольких десятках сантиметров от них целый таз мамонта, лопатка и остатки черепа этого животного. Кремни на этом участке очень редки (1–3 экз. на 1 м^2), угольки и охра отсутствуют. В 1–3 м к северо-западу от этих групп костей располагается несколько скоплений кремней неправильных расплывчатых очертаний 0,5–1 м в поперечнике, состоящих главным образом из мелких чешуек (в среднем от 50 до 250 экз. на 1 м^2), окрашенных, как обычно, красной охрой и включающих крупинки охры; кости здесь редки. В одном случае мелкие чешуйки и осколки кремня заполняют небольшую ямку неправильных, близких к овальным, очертаний. Близ северной границы раскопа раскрыто скопление около 30 см в поперечнике, включающее свыше 250 мелких чешуек кремня, густо окрашенных красной охрой.

Культурный слой, как это отмечает и М.Н. Грищенко, не переотложен. О непереотложенности свидетельствует свежесть, неокатанность кремней, а также наличие на отдельных участках анатомических групп костей. Можно полагать, что кремни и кости лежат в общем в том положении, как их здесь оставил палеолитический человек.

Фаунистические остатки принадлежат почти исключительно мамонту. Раскоп доставил не менее 15 зубов животного. Кроме того, найдены обломок челюсти росомахи и единичные кости зайца (определения Н.М. Ермоловой).

Подъемный кремневый материал на территории стоянки отсутствует. Вся коллекция, которой мы располагаем, происходит из раскопок и насчитывает 2280 кремней. Налицо только 2 пластинки красно-бурого яшмовидного кремня (0,1% всего кремневого инвентаря) и 6 отщепов и пластинок кварцита (0,3% инвентаря). Основная же масса находок принадлежит, по определению Н.Б. Селивановой, следующим четырем разновидностям серого кремня: 1) почти прозрачный светло-серый, дымчатый, сильно патинизированный обычно с одной поверхности; 2) темно-серый, патинизированный сплошным тончайшим слоем, придающим синеватый оттенок, а на других поверхностях тех же предметов покрытый слоем белой плотной патины; 3) темно-серый, непрозрачный, патинизированный мельчайшими штришками; 4) темно-серый, покрытый сплошной светло-серой патиной. Месторождения этих разновидностей кремня в ближайших окрестностях Курска неизвестны. Не удается их идентифицировать и с теми или иными более отдаленными месторождениями. Можно лишь в общей форме предполагать, что древние обитатели стоянки Курск I, подобно древним обитателям Костенок (Борисковский, 1963), приносили кремень с берегов р. Оскол из окрестностей г. Валуйки. Но более вероятно, что кремень приносился с берегов р. Десны из окрестностей г. Новгород-Северский, где располагаются богатые месторождения

мелового кремня. Плитчатый меловой кремень из стоянки Курск I очень похож на кремень из окрестностей г. Новгорода-Северского и с. Пушкари. Расстояние же от Курска до Валуек и до Новгорода-Северского примерно одинаковое – около 200 км.

Спектральный анализ, проведенный Г.М. Ковнурко, показал близость курского кремня плитчатому кремню из стоянок Авдеево и Елисеевичи.

Желваки кремня, сплошь или на значительной части своей поверхности покрытые известковой коркой, не найдены. Отсутствуют и отщепы со спинкой, сплошь покрытой коркой, получившиеся в результате самой первоначальной оббивки желваков. У подавляющего большинства отщепов, пластин и нуклеусов корка удалена рядом предшествующих сколов; лишь у немногих экземпляров сохранились небольшие ее участки. Корка невыветренная, свежая, слегка мажется. Судя по характеру немногих необбитых участков поверхности кремней, сохранивших корку, можно утверждать, что на стоянке использовался плитчатый кремень. Но таких необбитых участков сравнительно немного, и поэтому трудно отрицать возможность того, что наряду с плитками обработке подвергались и желваки кремня. Все кремни свежие, неокатанные, имеют острые края. Патинизированность основной массы находок сравнительно незначительная.

Кремневый инвентарь состоит из следующих основных групп.

Отщепы (включая осколки и мелкие чешуйки)	1380 экз. (60,5%)
Пластинки и их обломки (включая микропластинки и их обломки)	617 экз. (27%)
Нуклеусы	8 экз. (0,4%)
Сколы с нуклеусов и нуклевидные обломки	38 экз. (1,7%)
Законченные орудия и их обломки	82 экз. (3,6%)
Пластинки и отщепы с частичной ретушью или выщербинками по краю, а также со сколами, не являющиеся законченными орудиями	128 экз. (5,6%)
Краевые осколки резцов	27 экз. (1,2%)

Пропорции между перечисленными группами отличаются как от пропорций, характерных для костенковских позднепалеолитических поселений, так и от пропорций, которые типичны для позднепалеолитических памятников, расположенных на берегу Десны в окрестностях Новгорода-Северского (Пушкари I, Бугорок, Чулатово I и Чулатово II) (Борисковский, 1963, с. 167). В костенковских стоянках процент нуклеусов по отношению ко всему кремню колеблется от 0,4 до 1%, т.е. довольно близок к проценту нуклеусов на стоянке Курск I. Но процент орудий по отношению ко всему кремню колеблется от 7,4 до 25%, т.е. в несколько раз превышает пропорцию, характерную для стоянки Курск I. Что же касается до деснинских стоянок, то в них процент нуклеусов (1–3%) значительно превышает Курск I, а процент орудий (2–3%) близок к данным этой стоянки. Пожалуй, ближе всего к данным стоянки Курск I соотношение нуклеусов (0,5% всего кремня) и законченных орудий (4,5%) в Тимоновке II (Величко, Грехова, Губонина, 1977, с. 101–102).

Было бы ошибочным интерпретировать стоянку Курск I аналогично расположенным в окрестностях Новгорода-Северского деснинским палеолитическим стоянкам, местом первичного раскалывания кремня и получения кремневых заготовок. Подобной интерпретации противоречат такие особенности стоянки Курск I, как очень малый процент нуклеусов, а также характер отщепов и пластин, которые имеют весьма небольшие размеры и на поверхности которых лишь очень незначительно сохранились участки, покрытые коркой. Стоянка Курск I, будучи обычным, не очень долговременным охотничьим стойбищем, куда приносились туши мамонтов и где они разделывались, являлась в то же время преимущественно местом изготовления кремневых орудий, их подправки, возобновления. Но чем в таком случае объяснить столь малый процент законченных орудий по сравнению с костенковскими стоянками? Причина, скорее всего, лежит в том, что раскопками вскрыта лишь часть (быть может, и не центральная) стоянки. Отдельные участки позднепалеолитических поселений нередко демонстрируют пропорции разных групп кремневого инвентаря, существенно отличающиеся

от пропорций, характерных для памятника в целом (Ефименко, Борисковский, 1953; Леонова, 1976; Гладких, 1973). Могло сыграть роль и то, что стоянка Курск I была не столь долговременным поселением, как большинство костенковских стоянок.

Около 60% отщепов составляют мелкие тонкие чешуйки до 1 см в поперечнике, получившиеся в большинстве своем в результате вторичной обработки кремня. Остальные отщепы тоже небольшие, сравнительно тонкие; в поперечнике они не превосходят 5 см (2 отщепа составляют исключение: имеют в поперечнике 8 и 9,6 см). Лишь очень немногие отщепы сохранили на поверхности участки, покрытые коркой. Осколки, лишенные характерных признаков отщепов, примерно тех же размеров, что и отщепы; их очень немного, что опять-таки соответствует характеру стоянки, не являвшейся местом первичного раскалывания кремня. Куски, желваки, плитки кремня, не превращенные в нуклеусы или в орудия, отсутствуют.

Пластинки все тонкие, с довольно правильным параллельным огранением и острыми краями. Участки, покрытые коркой, встречаются на их поверхности редко. Около 40% составляют микропластинки, имеющие до 2,5 см длины и до 0,5 см ширины. Из остальных ни одна не превосходит 8 см длины; только около 20 экз. имеют 7–8 см длины, а длина подавляющего большинства 3–6 см при ширине 1–2 см.

Нуклеусы все призматические. Если некоторые пластинки достигают 8 см длины, то нуклеусы значительно меньших размеров – 3,5–5 см высоты, 2–4 см ширины, 1–2,5 см толщины (рис. 1, *25–30*). Пять нуклеусов одноплощадочные, один – двухплощадочный. Только у одного экземпляра площадка находится под прямым углом к плоскости скалывания пластинок; у остальных площадка расположена под острым углом. Очертания нуклеусов довольно правильные; все они носят следы скалывания значительного числа (от 4 до 7) небольших узких удлиненных пластинок с параллельным огранением. Два нуклеуса совсем не сохранили корки; у четырех – лишь небольшая часть поверхности покрыта коркой. Столь характерные для деснинских палеолитических стоянок нуклеусы, только начатые оббивкой, сохранившие значительные участки, покрытые коркой, здесь отсутствуют. Использовались нуклеусы, как и в костенковских палеолитических стоянках, очень экономно. Два нуклеуса из плитчатого кремня. Остальные могли быть приготовлены и из плиток, и из желваков.

К нуклеусам примыкают нуклевидные куски кремня, поперечные сколы, получившиеся в результате оживления площадок нуклеусов, и толстые трехгранные реберчатые пластины. Все они также небольших размеров (до 5,5 см в поперечнике), вполне соответствуют характеру типичных целых нуклеусов. Значительная их часть принадлежит плитчатым нуклеусам.

Группа законченных орудий и их обломков невелика. Набор их скуден и довольно своеобразен. Бросается в глаза то, что найден только один хорошо выраженный концевой скребок (рис. 2, *10*), что составляет лишь 1,3% всех орудий. Он сделан из короткого обломка пластинки с правильным параллельным огранением. Скребок обнаружен на краю вскрытой площади культурного слоя; быть может, другие скребки сосредоточивались по соседству, на участках, которые раскопками не были захвачены. Налицо, кроме того, 2 атипичных концевых скребка, представляющих собой узкие пластинки 3,5 и 4 см длиной, с правильным параллельным огранением, без ретуши по краям и с очень незначительной крутой скребковой ретушью на одном узком конце.

Среди орудий преобладают резцы (см. рис. 1, *15–24*; 2, *11–17*). Их 39 экз. (40% орудий). Только 2 экз. (5,1% всех резцов) – нуклевидные (см. рис. 1, *22*). Они сделаны из небольших плиток кремня до 4 см в поперечнике и до 1 см толщиной; режущая кромка получена несколькими резцовыми сколами, идущими с обеих сторон, и имеет 1–1,5 см ширины.

Остальные резцы изготовлены из небольших удлиненных пластинок и их обломков с довольно правильным параллельным огранением и имеют длину 2–5,7 см при ширине 1–2 см. Из них 15 экз. (38,5% резцов) боковые (см. рис. 1, *18–21, 23, 24*; 2, *11, 13*), в том числе один двойной и один, имеющий довольно широкий скол с брюшка и этим приближающийся к пластинкам с подтеской, с нижней поверхности. У всех конец

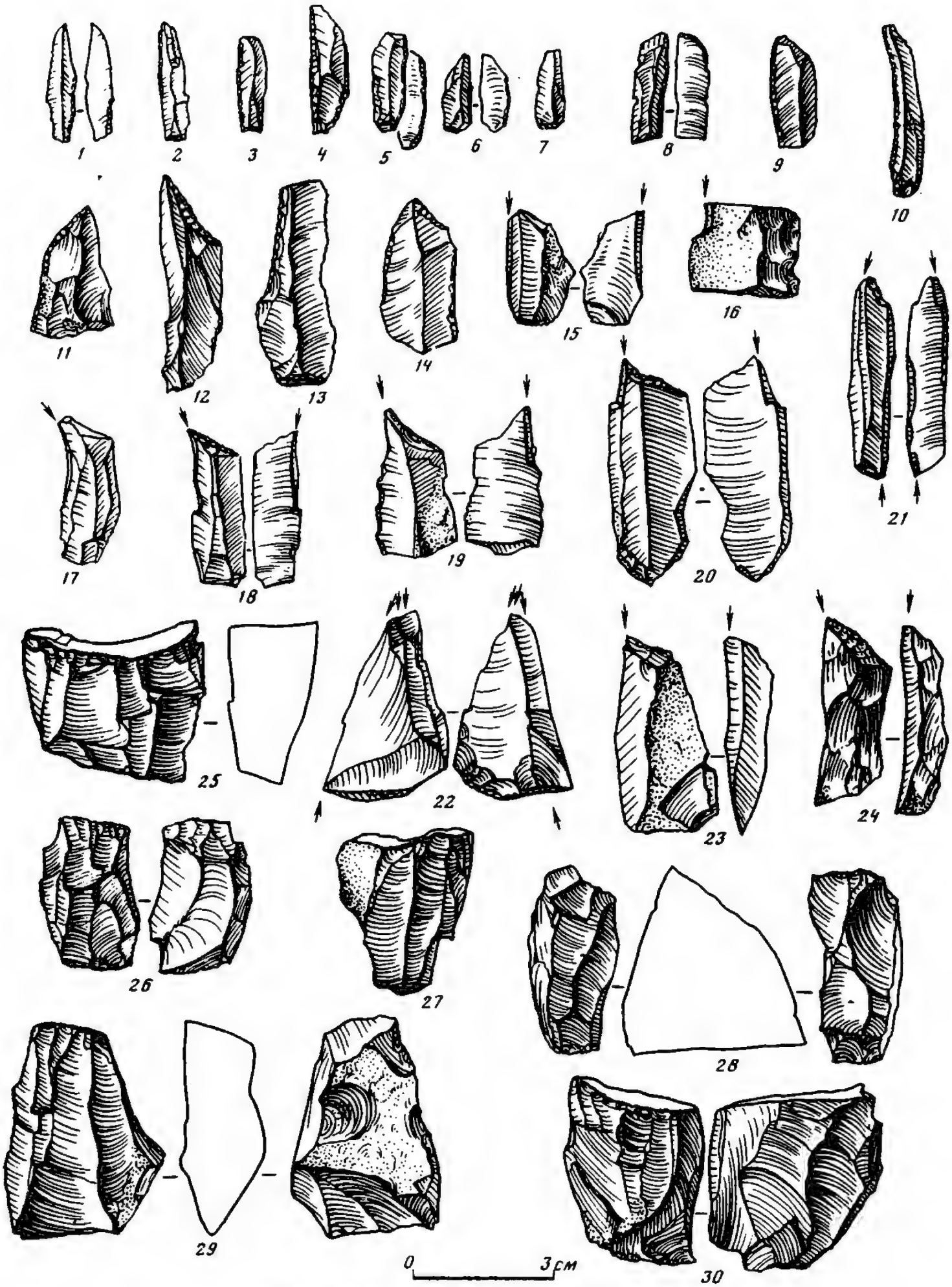


Рис. 1. Кремневые изделия из стоянки Курск I

обработан тщательной затупливающей ретушью, которая сочетается с вертикальным резцовым сколом.

Срединных, обыкновенных резцов – 2 экз. (5,1%).

Резцов на углу сломанной пластинки (см. рис. 1, *15–17*; 2, *12, 15*) 17 экз. (43,6%). Как обычно, они менее типичны, чем боковые резцы, и не образуют столь устойчивой

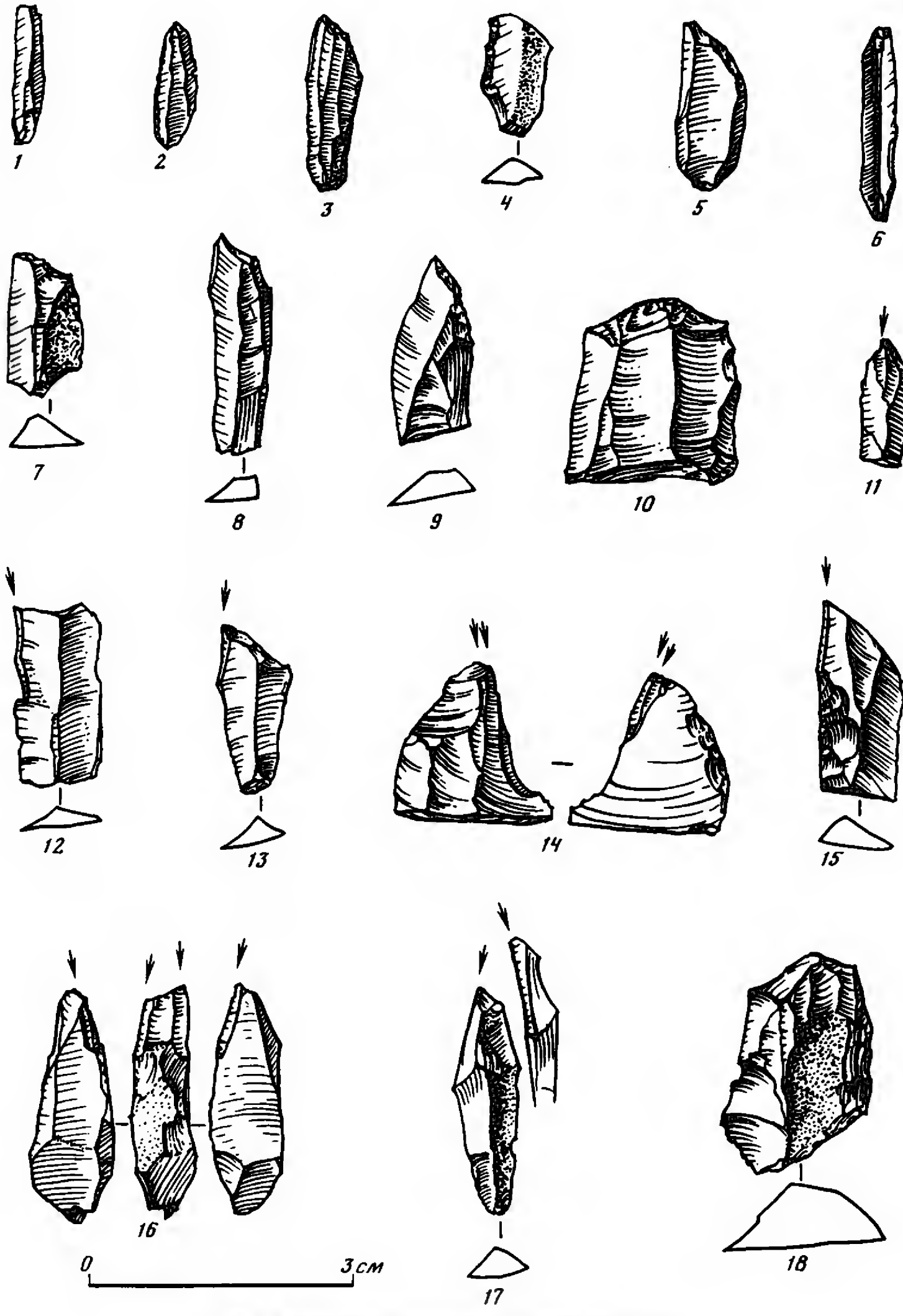


Рис. 2. Кремневые изделия из стоянки Курск I

серии изделий. Один из них имеет несколько плоских резцовых сколов с брюшка (см. рис. 2, *14*) и этим напоминает резцы особого типа из нижнего культурного слоя Костенок XVII (Борисковский, 1963, с. 94, рис. 67–68). К резцам на углу сломанной пластинки примыкают, наконец, 3 атипичных резца (7,7%), в том числе 1 плоский.

Находка значительного числа краевых отщепов резцов (см. рис. 2, *17*) свидетельствует о том, что изготовление резцов производилось на территории стоянки.

Следующую группу орудий образуют острия со скошенным концом (см. рис. 1, *11, 12, 14*; 2, *3, 5, 7, 9*). Их 9 экз. (11% орудий). Как обычно, они напоминают боковые резцы, изготовлены из таких же небольших, но только более тонких удлиненных пластинок правильных очертаний. От боковых резцов они отличаются как отсутствием резцового скола, так и тем, что ретушь, которой обработан их конец, несколько более мелкая. Один экземпляр (см. рис. 1, *12*) примыкает к ножам типа Ртани. Обработанный тщательной затупливающей ретушью скошенный конец его является слегка вогнутым.

Пластинок с затупленным краем (см. рис. 1, *1–10*; 2, *1, 2, 4, 6*) 31 экз. (38,7% орудий). Лишь одна имеет 4,5 см длины и 1,5 см ширины; длина остальных – до 4 см, а ширина – 0,5–1,2 см. Они не образуют устойчивой серии повторяющих друг друга изделий, сильно различаются между собой. Есть среди них отдельные тщательно отретушированные типичные экземпляры, но преобладают слабо отретушированные, атипичные. Затупливающая ретушь, которою обработан один край пластинки, нанесена со спинки, но в отдельных случаях – с нижней поверхности, иногда очень мелкая, иногда более крупная, идет вдоль всего края или же вдоль его небольшой части.

Следующая, довольно обширная группа кремневого инвентаря, резко не отделенная от группы законченных орудий, – пластинки и отщепы с частичной ретушью или с мелкими выщербинками по краю, а иногда со сколами. Тут налицо элементы вторичной обработки, но незначительные и не формующие законченное орудие определенного типа; в некоторых же случаях перед нами следы сработанности. Каких-либо определенных форм, подразделений или серий внутри данной группы выделить нельзя.

СТОЯНКА КУРСК II

Палеолитическая стоянка Курск II располагается примерно в 400 м к северо-востоку от стоянки Курск I, на улице Котлякова (бывшей 1-й Полевой). Стоянка доставила единичные обломки костей мамонта, крупинки красной и желтой охры, угольки и большое количество расколотых человеком кремней, превосходящее число кремней, доставленных стоянкой Курск I. Но в отличие от последней выраженный палеолитический культурный слой, четко ограниченный сверху и снизу, здесь отсутствовал. Кремни и другие культурные остатки залегали на разных глубинах, примерно от 0,3 до 0,8 м от поверхности. Не исключена возможность того, что культурный слой, образовавшийся на месте достаточно обширного и долговременного поселения, был разрушен мерзлотными явлениями.

Учитывая такой характер стоянки, отсутствие выраженного культурного слоя и вместе с тем расположение памятника на довольно оживленной городской улице, было решено исследовать его не одним сплошным раскопом большой площади, каким исследовалась стоянка Курск I, а несколькими шурфами. Всего на территории стоянки было заложено 4 основных шурфа (3, 6, 10, 14) общей площадью 34 м^2. Кроме того, 10 разведочных шурфов (от 2 до 6 м^2 каждый) поставлено за пределами стоянки, на участках, примыкающих к ней со всех сторон.

Разведочные шурфы показали, что стоянки Курск I и Курск II – это два различных палеолитических памятника, разделенные достаточно обширными участками, не содержащими ископаемых культурных остатков, а также, что стоянка Курск II довольно строго локализована. Она приурочена к южной стороне улицы Котлякова между Васильевским и Петропавловским переулками. Ее площадь примерно 100 м (в направлении с востока на запад) на 50 м (в направлении с севера на юг).

Распространение кремней в основных шурфах позволяет высказать предположение о наличии на стоянке двух комплексов: восточного, связанного с шурфом 6, и западного, связанного с шурфами 3 и 10. Между этими комплексами густота культурных остатков резко ослабевала. Комплексы несколько различались между собой кремневым инвентарем, в первую очередь используемым сырьем: шурф 3 доставил ряд типичных образцов плитчатого кремня; шурф 6 характеризуется не очень редким использованием цветного кремня и кварцита.

Фауна стоянки представлена мамонтом. Только в разведочном шурфе 2, распюлагавшемся в ближайшем соседстве от стоянки, найдены 3 зуба лошади (определения Н.М. Ермоловой).

Перейдем к описанию кремневого инвентаря. В отличие от стоянки Курск I здесь многочислен подъемный материал. Всего стоянка доставила 2550 кремней; из них 400 экз. собраны на поверхности.

Кремневый инвентарь близко напоминает стоянку Курск I. Преобладают те же 4 разновидности серого кремня. Цветной кремень представлен только 18 экз. (0,7%), кварцит – 13 экз. (0,5%). Кремни неокатанные, с острыми краями. Подавляющее большинство покрыто белой патиной; реже наблюдается голубая патина. Кремни, не покрытые или почти не покрытые патиной, попадаются в виде исключения. Единичные кремни пережжены в огне. Чаще, чем на стоянке Курск I, встречаются образцы типичного плитчатого кремня, наряду с которым, несомненно, использовался и желвачный. Кремней, сохранивших на части своей поверхности известковую кору, немного (там, где корка сохранилась, она невыветренная, слегка мажется). Отсутствуют отщепы, получившиеся в результате первичного раскалывания желваков кремня. Здесь, как и на стоянке Курск I, производилось не первичное раскалывание кремня, а в основном обработка и подправка орудий.

Кремневый инвентарь состоит из следующих основных групп.

Отщепы (включая осколки и мелкие чешуйки)	1300 экз. (50,9%)
Пластинки и их обломки (включая микропластинки и их обломки)	640 экз. (25,1%)
Нуклеусы	46 экз. (1,8%)
Сколы с нуклеусов и нуклевидные обломки	68 экз. (2,6%)
Законченные орудия и их обломки	270 экз. (10,6%)
Пластинки и отщепы с частичной ретушью или выщербинками по краю, а также со сколами, не являющиеся законченными орудиями	176 экз. (6,8%)
Краевые осколки резцов	50 экз. (1,9%)

Пропорции между перечисленными группами инвентаря во многом близки к пропорциям, представленным в стоянке Курск I. Но есть и некоторые существенные отличия. В стоянке Курск I нуклеусов 0,4%, а здесь – 1,8%; в стоянке Курск I законченных орудий 3,6%, а здесь – 10,6%. Все же не исключена возможность того, что назначение обеих стоянок было примерно сходным. Стоянка Курск II тоже могла быть главным образом местом изготовления орудий и их подправки. Значительно больший процент орудий в стоянке Курск II может объясняться тем, что происходящая отсюда коллекция кремней (16% ее образует подъемный материал, собранный на всей площади древнего поселения) является более представительной, более полно характеризует разные участки стойбища.

Около 40% отщепов составляют мелкие тонкие чешуйки до 1 см в поперечнике, получавшиеся в большинстве своем в результате вторичной обработки кремня. Остальные отщепы тоже небольшие, не превосходят 5 см в поперечнике; только 1 удлиненный осколок достигает 8,5 см длины. Куски, желваки, плитки кремня, не превращенные в нуклеусы и в орудия, отсутствуют.

Около 25% пластинок представляют собой микропластинки до 2,5 см длиной и до 0,5 см шириной. Подавляющее же большинство пластинок имеет 3–6 см длины при ширине 1–2 см. Экземпляров, достигающих 7–8 см длины, только четыре, а пластинки,

превышающие 8 см длины, отсутствуют. Облик пластинок такой же, как в стоянке Курск I.

Нуклеусы в целом не отличаются от нуклеусов стоянки Курск I. Все они (рис. 3, *27, 33–38*; 4, *14, 17–19*; 5, *16–21*) призматические, в большинстве правильных очертаний служили для отделения удлиненных пластинок. 8 экз. приготовлены из плиток кремня (см. рис. 3, *36*), 2 – из маленьких желваков; об остальных нельзя сказать ничего определенного. Нуклеусы небольших размеров: 2–5,5 см высоты, 2–4,5 см ширины, 1–2 см толщины. Только один плитчатый экземпляр достигает 7 см высоты. 28 одноплощадочные; 18 двухплощадочные. У 8 экз. площадки находятся под прямым углом к плоскости скалывания; у остальных – под острым углом. Нуклеусы обычно носят следы скалывания большого числа узких пластинок (до 7). Корка сохранилась лишь на незначительной части поверхности (это обстоятельство и затрудняет определение того, является ли данный нуклеус желвачным или плитчатым). Все же наряду с миниатюрными экземплярами около 4 см высотой, использованными до последних возможностей, налицо немало предметов, использованных далеко не до конца. Нуклеусы же, с которых только начали скалывать пластинки, отсутствуют.

Особую группу образуют нуклевидные куски кремня, продольные сколы с нуклеусов (реберчатые пластины) и поперечные сколы с площадок нуклеусов, получавшиеся в результате оживления последних. Их характер соответствует характеру нуклеусов.

Категория законченных орудий значительно обширнее, чем в стоянке Курск I, и отличается от нее некоторыми существенными чертами. В то время как в стоянке Курск I найден только 1 концевой скребок (1,3% всех орудий), здесь концевые скребки (см. рис. 4, *1, 2, 7*; 5, *6*; 6, *7–12*) образуют отчетливую группу – 16 экз. (5,9% орудий). Все они небольшие (2–2,5 см длиной, 1–2,7 см шириной), сделаны из обломков пластинок с правильным, параллельным огранением. Только 3 экз. имеют 4–5 см длины; остальные короче. Ретушь по длинным краям налицо лишь у 3 экз. Лезвие на конце хорошо выраженное, тщательно отретушированное; у 10 экз. оно обычное, выпуклое; у 5 – сужающееся, почти заостренное; у одного – почти прямое, расположенное под прямым углом к длинной оси скребка. 4 скребка являются комбинированными орудиями: на противоположном конце они имеют хорошо выраженное лезвие резца.

Как и в стоянке Курск I, среди орудий стоянки Курск II преобладают резцы (см. рис. 3, *23–26, 28–31*; 4, *5–13, 20–23*; 5, *7–15*; 6, *13–24, 26–35*). Их, не считая скребков-резцов, 154 экз. (57% орудий), 3 резца сделаны из кварцита, 2 – из коричневого кремня, остальные – из обычного мелового кремня. 2 резца приготовлены на сломанных нетолстых плитках неправильных очертаний 5–6 см в поперечнике; 2 – на небольших нуклевидных кусках кремня, 4 – на небольших осколках 3–4 см в поперечнике. Остальные резцы – на больших пластинках довольно правильных очертаний или же на их обломках. 8 пластинок достигают 5,2–6 см длины при ширине 1–3 см. Основная же масса резцов и их обломков имеют 1,5–5 см длины при ширине 0,8–2,4 см. Только 10% резцов сохранили на своей поверхности небольшие участки, покрытые коркой.

При ознакомлении с резцами стоянки Курск II бросается в глаза то, что многие из них носят следы интенсивной работы – сломаны, оживлены, представляют собой обломки рабочих концов.

Обращает на себя внимание еще одна особенность. 50 резцов (32,5% общего их количества) имеют по 2 режущие кромки, расположенные на противоположных концах пластинки. Возможно, это также связано с интенсивным использованием резцов и в то же время с недостатком сырья, пригодного для их изготовления. Резцы, имеющие по две режущие кромки на двух соседних углах пластинки или по 3–4 режущие кромки, встречены единицами.

Среди резцов преобладают боковые (см. рис. 3, *23–26, 28, 30, 31*; 4, *20, 21, 23*; 5, *11–15*; 6, *13–16, 19–21, 26, 30, 31*). Их 85 экз. (55,2%). Все они довольно сильно различаются между собой, хотя и являются типичными, хорошо выраженными. Обработанный мелкой затупливающей ретушью конец иногда выпуклый, иногда слегка вогну-

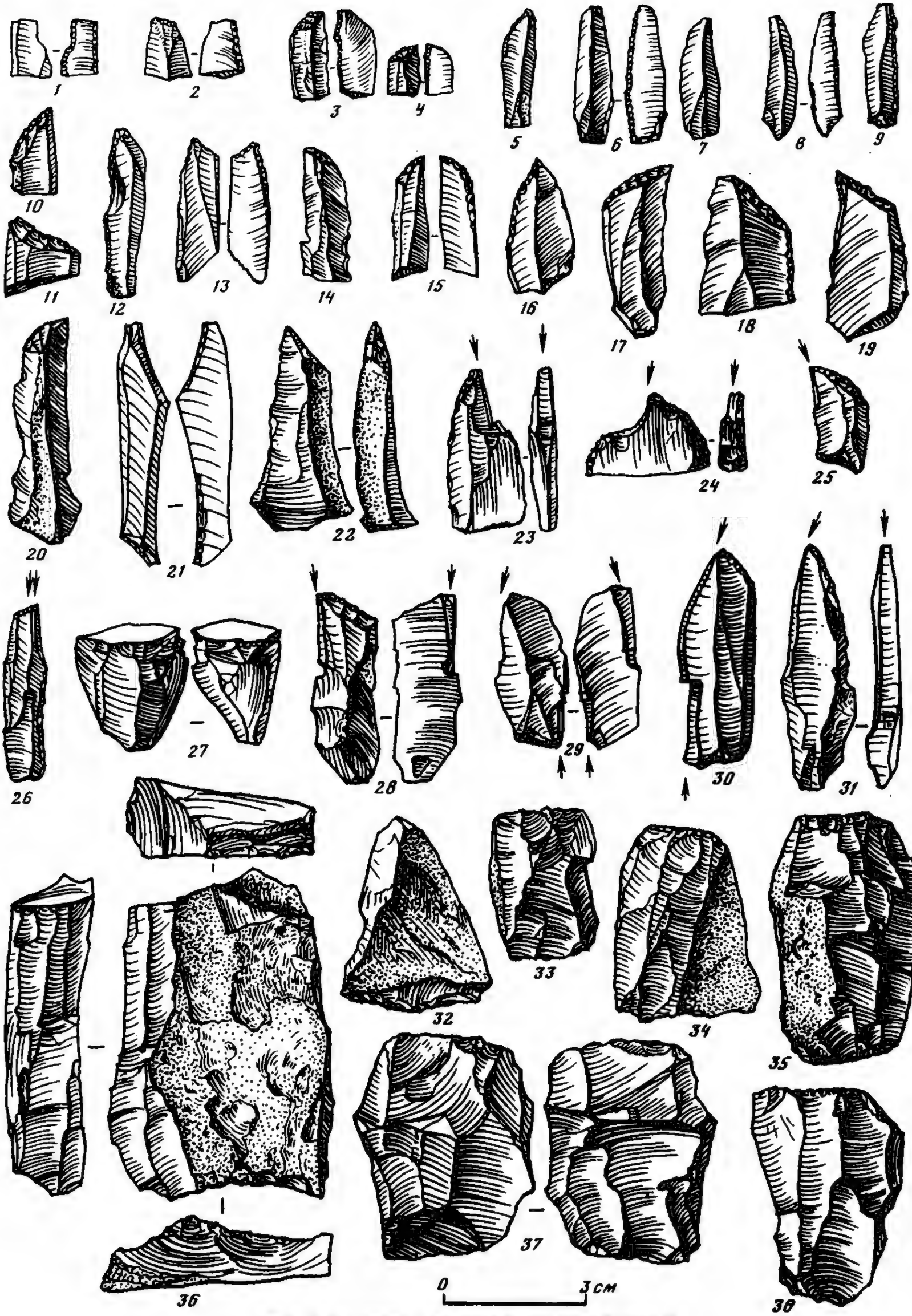


Рис. 3. Кремневые изделия из стоянки Курск II

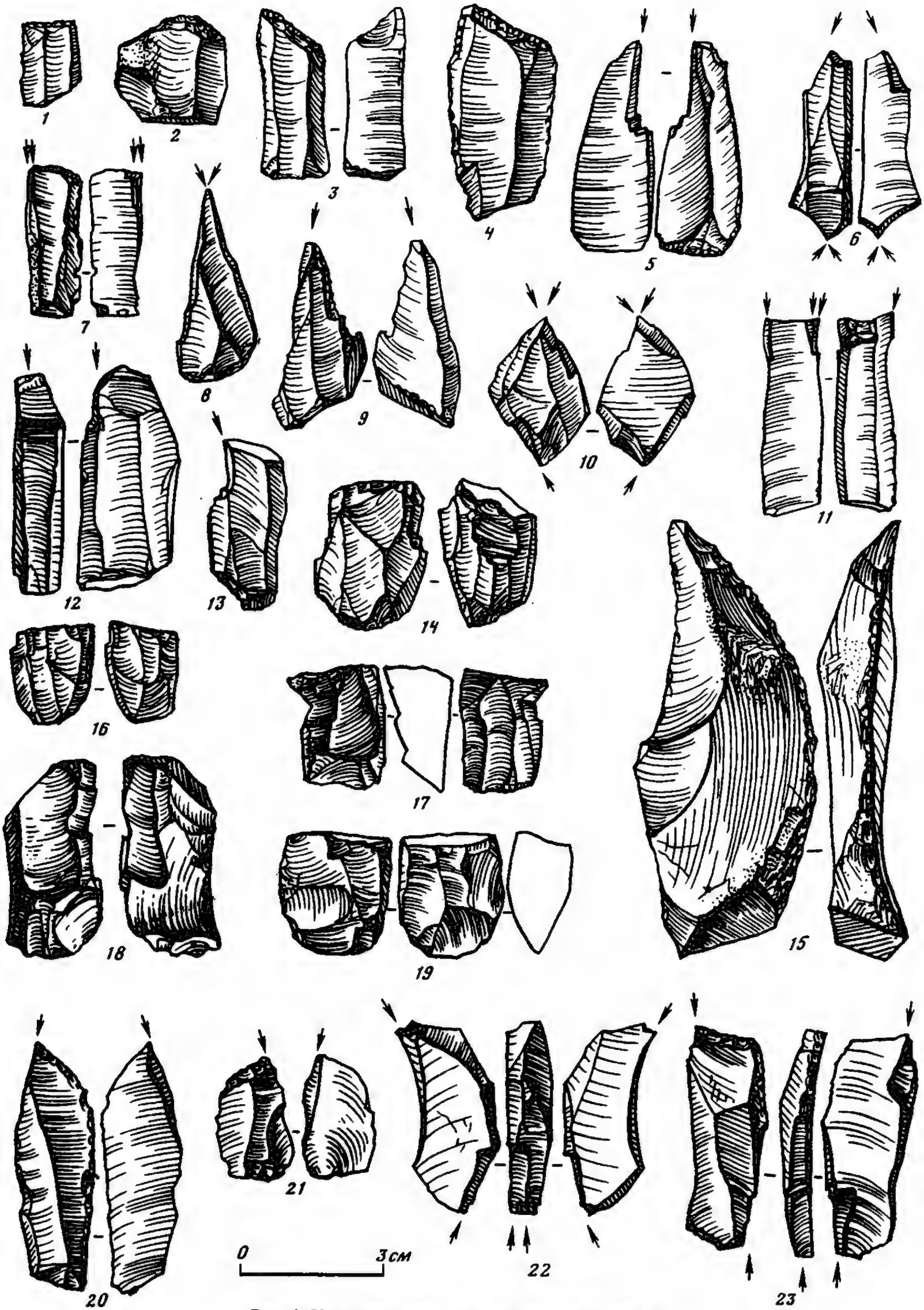


Рис. 4. Кремневые изделия из стоянки Курск II

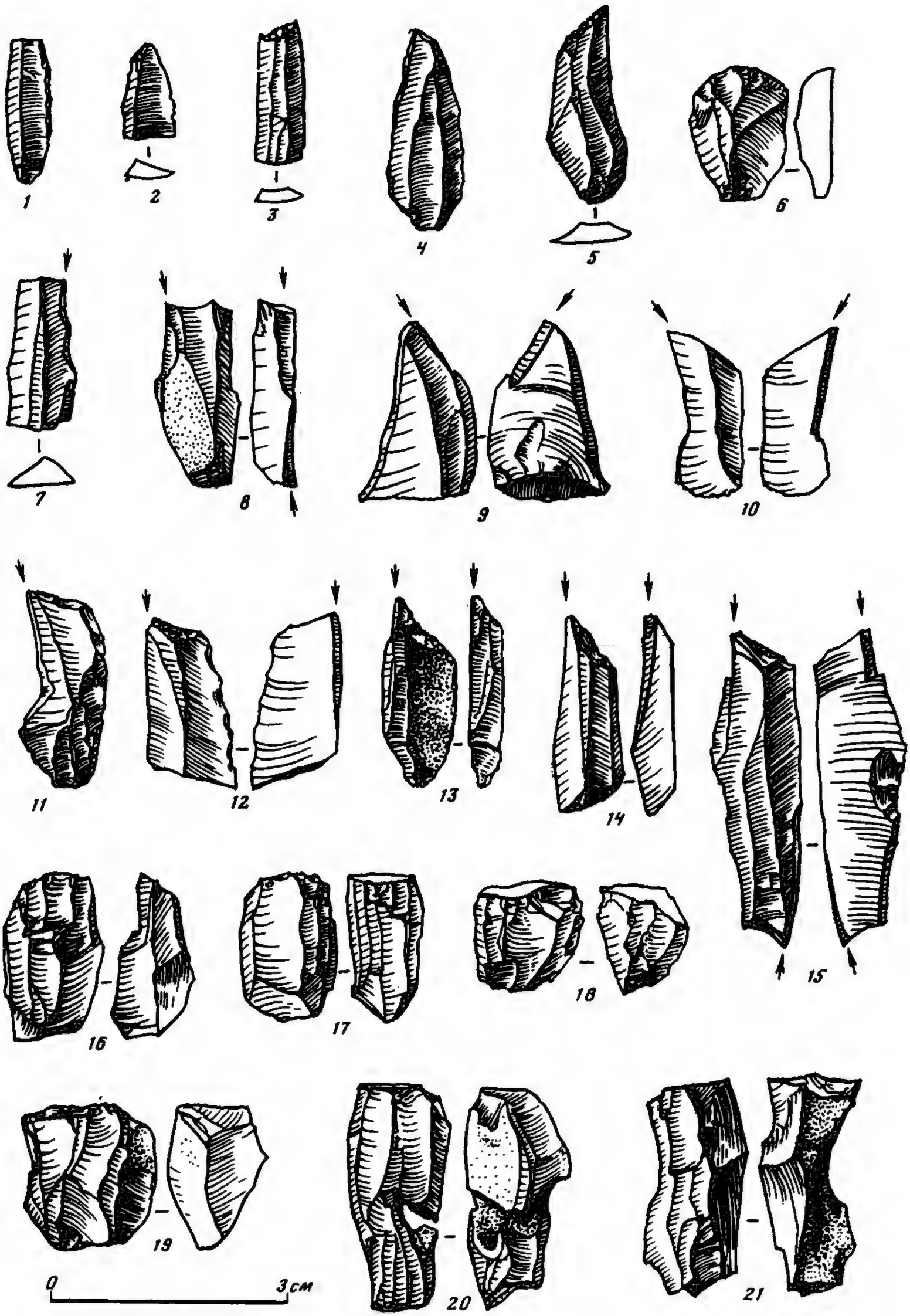


Рис. 5. Кремневые изделия из стоянки Курск II

тый, чаще расположен под острым углом. Режущая кромка резца имеет ширину от 0,2 до 1 см, получена одним или несколькими вертикальными или почти вертикальными резцовыми сколами; резцовые сколы иногда частично заходят на нижнюю поверхность пластины. На многих видна характерная ступенчатость, следы неоднократного оживления.

Срединных, обыкновенных резцов (см. рис. 4, *6, 8, 10*; 6, *22, 27, 29*) 27 экз. (16,5%). Около половины из них столь же типичны, как и боковые резцы, сделаны из удаленных пластинок правильных очертаний, имеют хорошо выраженную режущую кромку. Другая половина приготовлена от отщепов, осколков, плиток, атипичных пластинок; режущая кромка выражена гораздо слабее. Многие из срединных резцов являются многофасеточными. Некоторые имеют режущую кромку, скошенную в одну сторону. Ширина кромки колеблется, как и у боковых резцов, примерно от 0,2 до 1 см.

Резцов на углу сломанной пластинки (см. рис. 3, *29*; 4, *5, 11, 22*; 5, *7–10*; 6, *17, 23, 24, 27, 28, 32, 35*), примыкающих к ним атипичных, случайных резцов, а также резцов с отломанной кромкой и лишь с сохранившимися частями резцовых сколов 40 экз. (26%). Из них 30 экз. сделаны на удлиненных пластинках или на их обломках и довольно хорошо выражены. Резцовые сколы в отдельных случаях переходят на нижнюю поверхность пластинки. Ширина режущей кромки, как и у резцов других типов, сильно варьирует.

Нуклевидных резцов – 2 экз.

Резцы каждой из трех описанных групп довольно разнообразны. Серийность, устойчивая повторяемость одних и тех же форм, выражена здесь хуже, чем во многих других позднепалеолитических стоянках.

Как и на стоянках Курск I, резцы изготовлялись на территории древнего поселения, о чем свидетельствует находка значительного количества краевых отщепов резцов.

Острий со скошенным концом (см. рис. 3, *5, 10, 11, 14–18, 20, 22*; 4, *3*; 5, *2–5*; 6, *2, 5, 6*) 52 экз. (19,3% орудий). Подавляющее большинство их представляет собой узкие тонкие пластинки с почти параллельным ограничением или обломки таких пластинок, узкий скошенный конец которых обработан мелкой затупливающей ретушью и, сходясь с длинным краем пластинки, образует острый угол. Только 2 экз. достигают 6,5 см и 7,5 см длины при 1,2–2 см ширины; 2 обломка имеют 1,2–2 см длины. Все же остальные орудия (и обломки) этой группы имеют 2–5 см длины и 0,8–1,5 см ширины. Скошенный, затупленный конец чаще всего слегка выпуклый, иногда прямой или слегка вогнутый. Участки примыкающего к острию длинного края пластинки во многих случаях обработаны очень мелкой приостряющей ретушью или же имеют мелкие выщербинки, получившиеся в результате сработанности. У 22 экз. острие обращено в правую сторону, а у 30 – в левую (если орудие лежит на нижней поверхности раскалывания). Как обычно, эти орудия близко напоминают боковые резцы, хорошо здесь представленные, отличаясь от них лишь отсутствием резцового скола, а в отдельных случаях тем, что затупливающая ретушь является более мелкой и не столь крутой. Следы сработанности у острия не позволяют рассматривать их просто как неоконченные заготовки боковых резцов.

Особняком располагаются 5 срединных или скошенных в одну сторону острий (1,9% орудий), у которых лезвие сформовано затупливающей или приостряющей ретушью, расположенной равномерно с обоих краев (см. рис. 3, *4, 13, 19*; 4, *4*). Все они очень разные и серии не образуют.

Пластинок с затупленным краем (см. рис. 3, *1–3, 6, 8, 9, 12*; 5, *1*; 6, *1*) 35 экз. (13% орудий). Только 3 экз. достигают 1,6–1,8 см ширины при длине 3–4 см. Остальные имеют 0,6–1,2 см ширины при длине 1,5–4,5 см. У 10 экз. мелкая затупливающая, но не очень крутая ретушь идет вдоль одного края с брюшка; у остальных – такая же ретушь со спинки. Все они довольно атипичные, устойчивой серии не образуют.

В заключение следует назвать (найденные в основном шурфе 6) 2 пилки из красного кремня длиной 3,2 и 3,5 см, шириной 1,3 и 1 см, у которых вдоль обоих краев мелкой ретушью получены ряды неглубоких выемок, разделенных зубчиками (см.

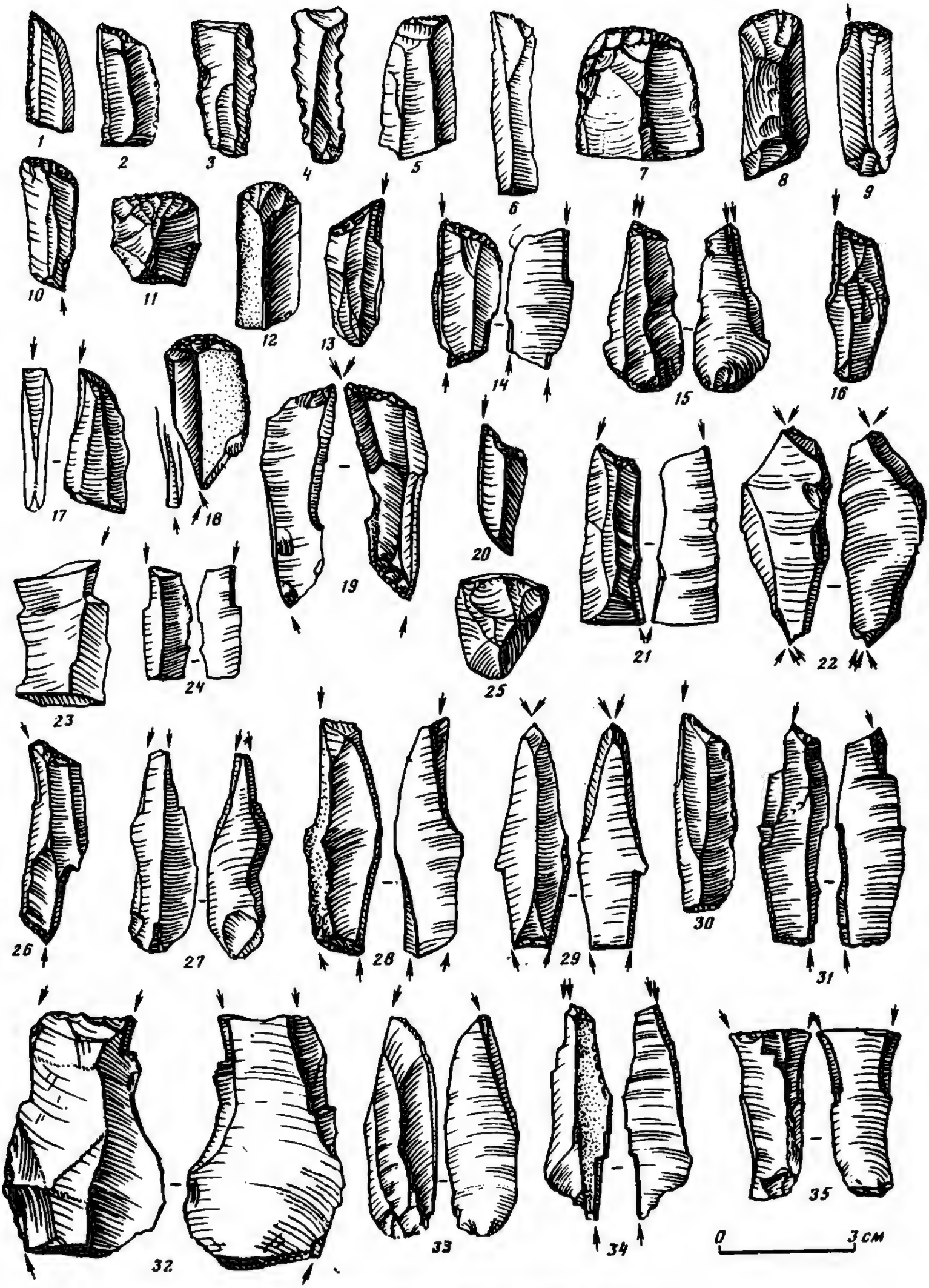


Рис. 6. Кремневые изделия из стоянки Курск II

рис. 6, *3, 4*), и 2 маленьких обломка пластинок мелового кремня с единичными выемками по краям, также полученными мелкой ретушью. Отметим, наконец, 4 осколка и пластинки, имеющие на одном узком конце стесы с брюшка, формующие в двух случаях долотовидное лезвие, напоминающее piéces écaillées, а в двух случаях лезвие, близкое к ножам костенковского типа.

К законченным орудиям примыкает обширная группа пластинок и отщепов с частичной ретушью, сколами или мелкими выщербинками по краю, не формующими определенный тип изделия.

Нам предстоит рассмотреть, чем различается между собой кремневый инвентарь предположительно выделяемых восточного (шурф 6) и западного (шурфы 3, 10) комплексов стоянки Курск II, отстоящих друг от друга примерно на 70 м, а затем сравнить кремневый инвентарь стоянок Курск I и Курск II.

Обращает на себя внимание то, что весь кварцит и большинство цветных кремней (13 и 18), найденных в стоянке Курск II, происходят из восточного комплекса. Вскрытый на площади 7 м^2, он доставил 764 кремня, в том числе 110 (14,4%) законченных орудий и 4 (0,5%) нуклеуса. Типы орудий и нуклеусов такие же, как в западном комплексе. Среди орудий доминируют резцы (62%); скребков – 8%; острий – 15%.

Западный комплекс, вскрытый на площади 25 м^2, доставил 1339 кремней, в том числе 143 (10,6%) законченных орудия и 20 (1,5%) нуклеусов. Резцов (37%) гораздо меньше, чем в восточном комплексе; скребков – 3%; острий – 28%.

Таким образом, некоторые различия между обоими комплексами стоянки Курск II налицо, но они не превосходят обычных различий между частями одного и того же поселения, связанных с тем, что на тех или иных участках древнего стойбища преимущественно изготовляли кремневые орудия, или же обрабатывали дерево и кость.

Кремневый инвентарь стоянок Курск I (2280 кремней) и Курск II (2550 кремней) в количественном отношении вполне сравним между собой. Правда, стоянка Курск I доставила только 82 законченных орудия, а стоянка Курск II – 270; но и эти коллекции являются достаточно обширными для того, чтобы произвести сравнение.

Как и в стоянке Курск I, в стоянке Курск II кварцит (0,5%) и цветной кремень (0,7%) играют ничтожную роль по сравнению с доминирующим меловым кремнем. В обеих стоянках использовались в качестве сырья как желваки, так и плитки мелового кремня. Но в стоянке Курск II использование плитчатого кремня выступает более отчетливо, что, быть может, говорит о получении кремневого сырья обитателями обеих стоянок из разных месторождений. Отщепов среди кремневого инвентаря в стоянке Курск II несколько меньше (50,9%, тогда как в стоянке Курск I – 60,5%). Пластинок примерно столько же. Но гораздо больше нуклеусов (1,8%, тогда как в стоянке Курск I – 0,4%), сколов с нуклеусов (2,6%) и особенно законченных орудий (10,6%, в то время как в стоянке Курск I – 3,6%). Пропорции разных категорий кремневого инвентаря стоянки Курск II особенно близки к костенковским палеолитическим стоянкам. Это и естественно, т.к. поблизости от Курска отсутствуют месторождения мелового кремня; кремень сюда, как и в костенковские стоянки, люди вынуждены были приносить издалека.

Характер нуклеусов, пластинок, отщепов в стоянках Курск I и Курск II существенно не различается. Сходны и набор орудий, из размеры и техника приготовления. Но имеются и некоторые отличия. В стоянке Курск I среди 82 законченных орудий встречен только 1 типичный концевой скребок. В стоянке Курск II концевые скребки образуют 5,9% всех законченных орудий и представлены серией из 16 экз. Что касается резцов, то в обеих стоянках они доминируют, составляя около половины всех законченных орудий. Однако в стоянке Курск I около половины всех резцов принадлежит малотипичным экземплярам, сделанным на углу сломанной пластинки; боковых резцов только 38,5%. В отличие от этого в стоянке Курск II резцов на углу сломанной пластинки только 26%, а боковых – 55,2%. Таким образом, резцы здесь лучше выражены, более типичны. Обращает на себя внимание наличие в стоянке Курск II двух пилок из цветного кремня; подобные орудия в стоянке Курск I отсутствуют.

Эти различия кремневого инвентаря обеих стоянок являются не очень значительными, но все же не могут, по нашему мнению, сопоставляться со специфическими особенностями отдельных участков одного и того же поселения. Речь идет о двух стоянках, не разнокультурных, но, возможно, имеющих несколько отличную одна от другой датировку. Вместе с тем они близки одна к другой по времени. Эта близость сопоставима с близостью между собой трех культурных слоев стоянки Боршево II или же стоянок Пушкари I, Погон и Бугорок. Но там сама стратиграфия свидетельствует об относительной древности связанных между собой памятников, о том, который из них является более древним, а который более поздним. Что же касается Курских стоянок, то ни археологические, ни геологические наблюдения не дают пока материалов для определения их взаимного отношения во времени.

В заключение нам предстоит остановиться на месте Курских стоянок среди других позднепалеолитических памятников Русской равнины. Кремневые изделия Курских стоянок в отличие, скажем, от Тимоновки, Авдеева, Боршева II производят впечатление чего-то наспех сделанного, недостаточно типичного. Законченных орудий здесь найдено значительное число. Но плохо выражены устойчивые серии повторяющих друг друга форм. Плохо представлена тщательная ретушь по краям пластинок. Курские стоянки напоминают недолговременные стойбища, где не сооружались прочные жилища и где кремень обрабатывался наспех и не очень тщательно.

Сопоставление инвентаря Курских стоянок целесообразно начать с территориально наиболее близких к ним памятников, расположенных также по р. Сейм на территории Курской области. Их известно в настоящее время только три: Авдеево, Октябрьское и Пены.

Позднепалеолитическое поселение Авдеево (Гвоздовер, 1958, 1961; Гвоздовер, Григорьев, 1977) находится на расстоянии около 40 км от Курских стоянок. Древние обитатели Авдеева использовали такой же, как и в Курске, прекрасный меловой кремень, приносившийся издалека. Использовали столь же экономно. Но на этом сходство Курских стоянок и Авдеева, пожалуй, кончается. В Авдееве размеры кремневых орудий и пластинок в среднем значительно превосходят находки в Курских стоянках; многие имеют длину свыше 10 см. Преобладающими формами в Авдееве являются наконечники с выемкой костенковского типа и орудия со стесанными концами, нередко называемыми ножами костенковского типа. Много в Авдееве и резцов, но доминируют среди последних срединные. Боковые резцы, преобладающие в Курских стоянках, представлены очень небольшим количеством экземпляров. Таким образом, авдеевский кремневый инвентарь очень сильно отличается от курского. Этой констатации не противоречит наличие в Авдееве лишь около 2% скребков по отношеню ко всем кремневым орудиям, что напоминает Курские стоянки, а также более крупные размеры, по сравнению с Амвросиевской и со стоянкой Талицкого, авдеевских пластинок с затупленным краем, ближе стоящих, таким образом, к курским. Авдеево принадлежит к богатой и своеобразной виллендорфско-костенковской позднепалеолитической культуре (Рогачев, Аникович, 1984; Григорьев, 1968), с которой Курские стоянки не имеют ничего общего.

Сравнение Курских стоянок со стоянкой у с. Октябрьское, расположенной на берегу р. Сейм близ г. Рыльск и исследованной в 1930 г. С.Н. Замятниным (1940), весьма затруднительно. В последней стоянке на 2000 кремней приходится только 10 резцов (в том числе 1 из кварцита), 2 скребка, 2 призматических нуклеуса и 2 отбойника. Можно все же констатировать, что этот крайне скудный инвентарь не обнаруживает существенных различий с инвентарем Курских стоянок.

Сравнительно недалеко от г. Льгов, также на берегу р. Сейм, находится Пенская стоянка, исследованная Г.В. Григорьевой в 1975 г. (Григорьева, Филиппов, 1978). Она доставила довольно обширную коллекцию кремней: 342 экз., в том числе 110 орудий (32,2%) и 5 нуклеусов. Резцов – 33,6% всех орудий, скребков – 11,8%, комбинированных орудий, скребков-резцов – 2,7%. Таким образом, здесь нуклеусов столь же мало, как и в Курских стоянках, но гораздо больший процент орудий, а также

процент скребков среди орудий; резцов хотя и довольно много, но все же значительно меньше, чем в Курских стоянках. Налицо и гораздо более существенные различия. В Пенской стоянке найдено 11 хорошо выраженных проколок (10% орудий); эти изделия отсутствуют в Курских стоянках. В пенской стоянке представлено несколько десятков крупных пластинок правильных очертаний, достигающих 8–9 см длины и имеющих тщательную приостряющую ретушь по одному или по обоим краям[4]. Наконец, пенские кремневые орудия гораздо тщательнее обработаны, чем курские; скребки и резцы нередко имеют хорошо выраженную ретушь по длинным краям; некоторые короткие скребки отретушированы кругом или почти кругом. Обращает на себя внимание в небольшой по сравнению с Курскими стоянками процент боковых резцов (около 25%). Таким образом, кремневый инвентарь Пенской стоянки, как на это справедливо указывают Г.В. Григорьева и А.К. Филиппов, существенно отличается и от Авдеева и от Курских стоянок. Все эти памятники, вероятно, разнокультурные и разновозрастные в пределах позднего палеолита.

Если от стоянок, расположенных по берегам р. Сейм и его притоков на территории Курской области, перейти дальше на северо-запад, к берегам р. Десна, то здесь довольно близкое сходство с кремневым инвентарем Курских стоянок обнаруживает инвентарь иследованных М.В. Воеводским стоянок Погон и Бугорок в окрестностях Пушкарей, к северу от г. Новгорода-Северского (Воеводский, 1950, 1952). При сравнении следует учитывать, что палеолитические обитатели берегов Десны располагали кремневым сырьем в изобилии, не было необходимости его экономно использовать, поэтому в деснинских стоянках обычно очень велик процент отщепов и осколков и очень мал процент законченных орудий. В стоянках Погон и Бугорок, как и в Курских стоянках, кремневые орудия небольших размеров. Решительно преобладают резцы. Представлены острия со скошенным концом. Отсутствуют проколки и пластинки с подтеской с нижней поверхности. В более древней стоянке Погон налицо также наконечники с выемкой, сближающие эту стоянку с еще более древней стоянкой Пушкари I. В более поздней стоянке Бугорок наконечники с выемкой уже отсутствуют и появляются короткие двойные скребки, характерные для стоянок Русской равнины, относящихся к самому концу позднего палеолита. Курские стоянки по морфологии своего кремневого инвентаря занимают промежуточное положение между стоянками Погон и Бугорок; здесь отсутствуют и архаичные наконечники с выемкой и относительно весьма поздние короткие двойные скребки. Л.В. Грехова (1971) высказывает предположение о том, что стоянка Бугорок, подобно Тимоновке I и II и Юдинову, относится к довольно обширной группе памятников тимоновско-юдиновского типа, распространенной в бассейне Десны. Это предположение нам представляется убедительным. Но включение в эту же группу Курских стоянок было бы недостаточно обоснованным. Отсутствие в Курских стоянках коротких двойных и округлых скребков и типичных острий с затупленным краем, плохая выраженность боковых резцов (хотя и многочисленных) и пластинок с затупленным краем – все эти черты кремневого инвентаря отделяют Курские стоянки от Тимоновки I и II.

Что же касается позднепалеолитических памятников Костенковско-Боршевского района, то кремневый инвентарь Курских стоянок демонстрирует резкие отличия от большинства из них. Налицо лишь сходство с Боршево I (Векилова, 1953) и с нижним культурным слоем Боршево II (Ефименко, Борисковский, 1953). Сравнение Курских стоянок с этими двумя памятниками дает почти те же результаты, что и сравнение с Погоном и Бугорком. В более древнем Боршево I, как и в Погоне, представлены наконечники с выемкой, но весь остальной инвентарь напоминает Курские стоянки. Здесь доминируют резцы, представлены скребки, разнотипные пластинки с затуплен-

---

[4] Публикация материалов Пенской стоянки в статье Г.В. Григорьевой и А.К. Филиппова (1978) является очень краткой. Г.В. Григорьева любезно ознакомила меня с неопубликованными материалами, позволяющими составить достаточно полное представление о кремневом инвентаре этого достопримечательного памятника.

ным краем. Отсутствуют проколки и пластинки с подтеской с нижней поверхности. В более позднем нижнем слое Боршево II набор кремневых орудий почти полностью совпадает с Курскими стоянками. Доминируют резцы, представлены скребки, острия со скошенным концом, разнотипные пластинки и острия с затупленным краем. Только маленькие двойные скребки, найденные здесь единицами и характерные для конца позднего палеолита, не имеют прямых аналогий в Курских стоянках. По морфологии кремневого инвентаря Курские стоянки занимают промежуточное положение между Боршево I и нижним слоем Боршево II.

Вопрос о геологическом возрасте стоянок Курск I и Курск II рассмотрен М.Н. Грищенко[5]. Основываясь на археологических фактах, можно высказать предположение, что Курские стоянки являются более молодыми, чем такие памятники, как Авдеево, Пушкари I, Костенки I (верхний культурный слой).

В развитии позднего палеолита Русской равнины вырисовывается поздний этап, представленный стоянками Боршево II, Чулатово II, Владимировка. К началу этого этапа можно отнести Курские стоянки.

В заключение подчеркну, что выдающийся интерес представляет расположение Курских палеолитических стоянок примерно в 200 км к западу от Костенковско-Борщевского палеолитического района на Дону и примерно в 200 км к востоку от Деснинского палеолитического района в окрестностях г. Новгорода-Северского. На обширных пространствах, разделяющих эти два района, палеолитические памятники насчитываются единицами.

ЛИТЕРАТУРА

Борисковский П.И. Очерки по палеолиту бассейна Дона. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1963.

Борисковский П.И. Палеолитические стоянки на территории г. Курска: Тезисы.// Материалы сессии, посвященной итогам археологических и этнографических исследований в СССР в 1964 г. Баку: Изд-во АН АзССР. 1965.

Борисковский П.И. Палеолитические стоянки на территории города Курска.// XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М. 1982. Т. 3.

Векилова Е.А. Палеолитическая стоянка Боршево I.//Палеолит и неолит СССР. Вып. 2. МИА СССР, № 39. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1953.

Величко А.А., Грехова Л.В., Губонина З.П. Среда обитания первобытного человека Тимоновских стоянок. М.: Наука, 1977.

Воеводский М.В. Палеолитическая стоянка Погон.// КСИИМК. 1950. Вып. 31.

Воеводский М.В. Стоянка Бугорок.//Ископаемый человек и его культура на территории СССР. М. 1952. (Учен. зап. МГУ. Вып. 158).

Гвоздовер М.Д. Авдеевская стоянка и ее место среди других памятников позднего палеолита: Автореф. дис... канд... ист. наук. М. 1958.

Гвоздовер М.Д. Специфические черты кремневого инвентаря Авдеевской палеолитической стоянки.//КСИА. 1961. Вып. 82.

Гвоздовер М.Д., Григорьев Г.П. Авдеевская палеолитическая стоянка в бассейне р. Сейм.//Палеоэкология древнего человека. М.: Наука. 1977.

Гладких М.И. Поздний палеолит Лесостепного Приднепровья: Автореф. дис. ... канд. ист. наук Л., 1973.

Грехова Л.В. Кремневый комплекс стоянки Тимоновка II и однотипные памятники Деснинского бассейна.//История и культура Восточной Европы по археологическим данным. М.: Сов. Россия. 1971.

Григорьев Г.П. Начало верхнего палеолита и происхождение Homo sapiens. Л.: Наука, 1968.

Григорьева Г.В., Филиппов А.К. Пенская позднепалеолитическая стоянка.//Сов. археология. 1978. № 4.

Ефименко П.П., Борисковский П.И. Палеолитическая стоянка Боршево II.//Палеолит и неолит СССР. Вып. 2. МИА СССР, № 39. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1953.

Замятнин С.Н. Первая находка палеолита в долине Сейма.//КСИИМК, 1940. Вып. 8.

Леонова Н.Б. Некоторые аспекты исследования кремневого материала на стоянках верхнего палеолита.//Вопр. антропологии. 1976. Вып. 54.

Рогачев А.Н., Аникович М.В. Поздний палеолит Русской равнины и Крыма.// Палеолит СССР. М.: Наука. 1984. (Археология СССР).

---

[5] Статья М.Н. Грищенко в этом выпуске бюллетеня.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.79.791

М.Н. ГРИЩЕНКО

О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЗАЛЕГАНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК НА ТЕРРИТОРИИ КУРСКА

В июле 1963 г. по приглашению П.И. Борисковского нам.удалось обследовать район курских палеолитических стоянок в целях выяснения геологических условий их залегания. Они расположены на юго-восточной окраине Курска, в междуречье Тускарь-Сейм. Если же учесть правый приток р. Сейм – руч. Кривец, то эти стоянки находятся в междуречье Тускарь–Кривец, в уроч. Цыганский бугор (рис. 1).

Палеолитическая стоянка Курск I расположена на улице 2-я Полевая против дома № 13 П.З. Калугина на ровной пониженной площадке, временами заливаемой водой в паводки. Вторая палеолитическая стоянка Курск II находится несколько северо-восточнее, на улице Котлякова. Площадь стоянки, определяемая по подъемному материалу и разведочным шурфам, несколько растянута и пока не получила четких очертаний. Эта стоянка расположена на более повышенном участке рельефа с более легкими песчаными породами.

Нашими исследованиями в районе Курских стоянок установлено довольно сложное геоморфологическое и геологическое строение четвертичных отложений.

В долине р. Сейм, ниже моста, на правом берегу выделяются высокая и низкая поймы. Здесь в разрезе высокой поймы обнажаются:

	Мощность, м
0. Насыпь песчаных пород (работа земснаряда)	до 1,5
1. Супесь темно-серая, гумусированная, с тонкими прослоями и линзами мелкозернистого кварцевого песка, с раковинами моллюсков	0,35
2. Глина светло-зеленовато-серая, неслоистая, мелкокомковатая, с ржаво-желтыми пятнами ожелезнения и раковинами моллюсков (Unio, Pisidium, Paludina и др.)	1,15)

Общая высота высокой поймы здесь не превышает 3 м. Здесь же наблюдается прислонение к высокой пойме пород низкой поймы, представленных темно-серой песчаной глиной. Высота низкой поймы достигает 1,5 м. Как высокая, так и низкая пойма датируется голоценом. Эти геологические и геоморфологические элементы достаточно устойчивы, поэтому их можно наблюдать не только в долине Сейма, но и в долине р. Тускарь. Ручей Кривец представляет собой, очевидно, более молодое образование, поэтому в пределах его долины пойменные отложения могут отсутствовать, а в обнажениях – выступать более древние породы.

На правом берегу руч. Кривец, при выходе к нему улицы Котлякова, нами описан следующий разрез (рис. 2):

	Мощность, м
1. Наилок паводковый: суглинок черный, гумусированный, с прослоями песка	0,85
2. Почвенный покров – чернозем мелкокомковатый	0,2
3. Глина зеленовато-серая, с ржаво-бурыми пятнами, со следами корней трав	0,6
4. Погребенная почва, песчаная, с хорошо заметными ходами корней растений	0,15
5. Песок серый, кварцевый, глинистый, горизонтальнослоистый, до уреза	0,5

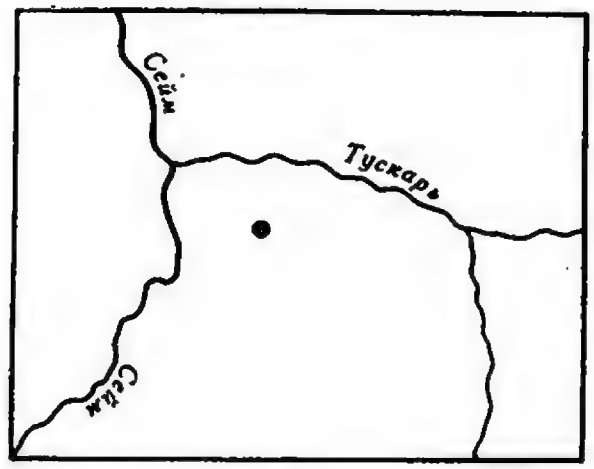


Рис. 1.

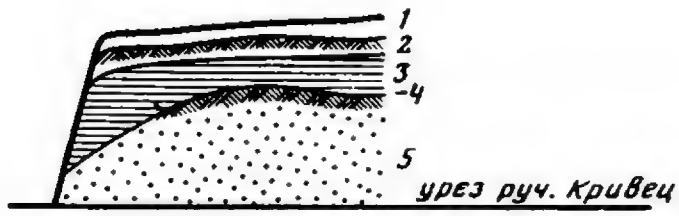


Рис. 2

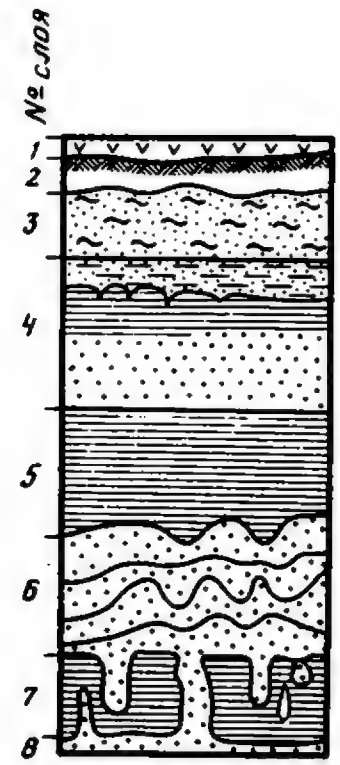


Рис. 3

Рис. 1. Схема расположения палеолитических стоянок Курск I и II (обозначены черным кружком)

Рис. 2. Строение I надпойменной террасы Сейма на правом берегу ручья Кривец против улицы Котлякова в г. Курске

Рис. 3. Разрез II надпойменной террасы Сейма у консервного цеха Курского горпищекомбината

Общая высота уступа у обнажения достигает всего 3,3 м и по высоте мало отличается от высокой поймы, но породы в разрезе совершенно отличны, поэтому их следует рассматривать как самостоятельную толщу, более древнюю, чем пойма, соответствующую отложениям I надпойменной террасы Сейма. На самостоятельность этого участка может указывать и небольшое превышение его над поверхностью высокой поймы. Наилок слоя 1 указывает на периодическое затопление в паводки и этого участка местности.

Новый комплекс четвертичных отложений виден выше по руч. Кривец в размыве берега сточной водой горпищекомбината. Здесь обнажаются (рис. 3):

Мощность, м

1. Насыпной грунт. 0,1–0,4
2. Почвенный покров: песок темно-бурый, гумусированный, мелкозернистый, глинистый, с хорошо заметной слоистостью . . . . . до 0,25
3. Песок серый, чередуется с прослоями серой глины, мощность прослоев глины и песка меняется от 0,5 до 1,5 см. Слоистость четкая, горизонтальная, слабоволнистая 0,6
4. Глина серая и буровато-серая, с прослоями песка, вверху – светло-серого, мелкозернистого, в средней и нижней части – темно-бурого, средне- и разнозернистого. Прослойки песка тонкие, выклинивающиеся. Внизу глина сильно песчаная, переходящая в песок. На глубине 15 см от поверхности слоя заметна волнистость прослоев, мелкие клинья и карманы, напоминающие мерзлотные деформации 1,2
5. Глина буровато-серая, внизу с прослоями и линзами темно-бурого с желтым оттенком глинистого песка. Внизу, в прослоях, деформации типа карманов 0,75
6. Песок ржаво-желтый, неравномернозернистый с тонкими прослоями зеленовато-серой глины. Слоистость неправильная, также деформирована, по-видимому мерзлотой 1
7. Глина зеленовато-серая, слабо песчаная, плотная, пронизана вертикальными карманами ржаво-желтого песка слоя 6 на глубину до 1 м. Здесь же встречаются гнезда, вертикальные прожилки серого песка, по-видимому из слоя 8 1
8. Песок серый, кварцевый, неравномернозернистый. До уреза воды 0,5

Общая высота террасы на этом участке достигает 5–6 м над урезом воды. Породы этого обнажения представляют собой комплекс аллювиальных осадков, отличающийся от описанных ранее не только большей общей мощностью, но также строением, литоло-

гическим составом и текстурными особенностями, в том числе явными деформациями мерзлотного происхождения. Эти породы слагают более древнюю II надпойменную террасу р. Сейм.

Таким образом, в районе палеолитических стоянок нами выделяются отложения двух уровней поймы голоцена и двух аллювиальных террас позднечетвертичного времени (рис. 4). В задачу наших исследований входило выяснить положение палеолитических стоянок по отношению к этим отложениям.

СТОЯНКА КУРСК I

Стоянка располагается на ровной площадке очень пологого левого склона р. Тускарь. По высоте над урезом воды (в паводки она иногда заливается водой) эта площадка может соответствовать только I надпойменной террасе.

О геологическом строении площадки дают представление описанные нами разрезы стенок раскопа, продолженных шурфом ниже культурного слоя. На основном раскопе была зачищена западная и южная стенка квадратов А-1, Б-1 с углублением раскопа до 2,25 м.

В расчищенных стенках выступали следующие породы (рис. 5).

Мощность, м

1. Почва: суглинок песчаный или тощий, глубоко гумусированный, с мелкими пятнами (1 × 1 см) более светлого суглинка, с ходами червей, с очень слабо выраженными корневинами 0,3
2. Такой же суглинок, слабо гумусированный, с черными пятнами железисто-марганцевистых соединений, с хорошо выраженными корневинами, тянущимися вглубь до мергеля слоя 5 0,2
3. Суглинок темно-красновато-бурый, тощий или песчаный до супеси, с хорошо заметной слоистостью, которая определяется тонкими прослоями более глинистой породы или более темной окраской той же породы с линзами или мелкими гнездами (1 × 2 см) светло-серого песка 0,4
4. Супесь красновато-бурая, более светлой окраски, чем слой 3, с четкой слоистостью от чередования песчаной и более темной глинистой породы. Корневины мелкие, внизу слоистость четкая, кверху постепенно ослабевающая (ортзанды). Примерно на глубине 15 см от поверхности супеси – культурный слой 0,45
5. Мергель светло-серый или палево-серый, с пятнами и вертикальными прожилками углекислой извести по трещинам или корневинам. На глубине 2–3 см от его поверхности – прослойки темно-бурой безызвестковистой супеси. Слоистость не заметна или слабо выражена. На всей поверхности стенки обнажения – мелкие темно-бурые (до черных) пятна окиси железа 0,4
6. Песок светло-желтовато-серый, мелкозернистый, глинистый, неправильно слоистый. В 3 см от кровли песка прослойка суглинка или супеси буровато-серого цвета; мощность ее 2–3 см . . . 0,5

Вскрытая в раскопе и шурфе толща представляет собой аллювиальные отложения (слои 4–6), лишь в верхней части возможно перекрытые делювием (слои 1–3), на поверхности которого сформировалась современная почва.

Поселение на этой площадке было организовано, по-видимому, по завершению формирования аллювия I надпойменной террасы, а погребение культурных остатков произошло позже в связи с развитием делювиально-солифлюкционных процессов.

В северной части раскопа, в квадратах Н-1 и Н-2, в стенках отмечаются следующие породы (рис. 6):

Мощность, м

1. Почвенный покров: чернозем неравномерно темноокрашенный; внизу слоя окраска плотнее 0,3
2. Такая же порода светлее в окраске, заметны корневины 0,3
3. Суглинок песчаный до супеси, темно-бурый, с красноватым оттенком и множеством корневин, выполненных черной, рыхлой, углистой массой 0,3
4. Суглинок темно-красновато-бурый, комковато-ореховатой структуры, с мелкими линзочками песка, с корневинами, но корней мало; в основании – культурный слой 0,5
5. Супесь светло-желтовато-бурая, тощая до песка глинистого. В квадрате Н-1 супесь переполнена известью, в квадрате Н-2 порода свободна от извести. Корневины в супеси редки 0,4
6. Мергель светло-серовато-бурый, с неравномерным скоплением извести до белоглазки; встречаются темные пятна ожелезнения. Слоистость в породе неясная, но заметна. На глубине 0,2–0,3 м – прослойка темно-бурого суглинка, а на ее уровне в северной стенке – кротовина, выполненная перерытой почвой. 0,4

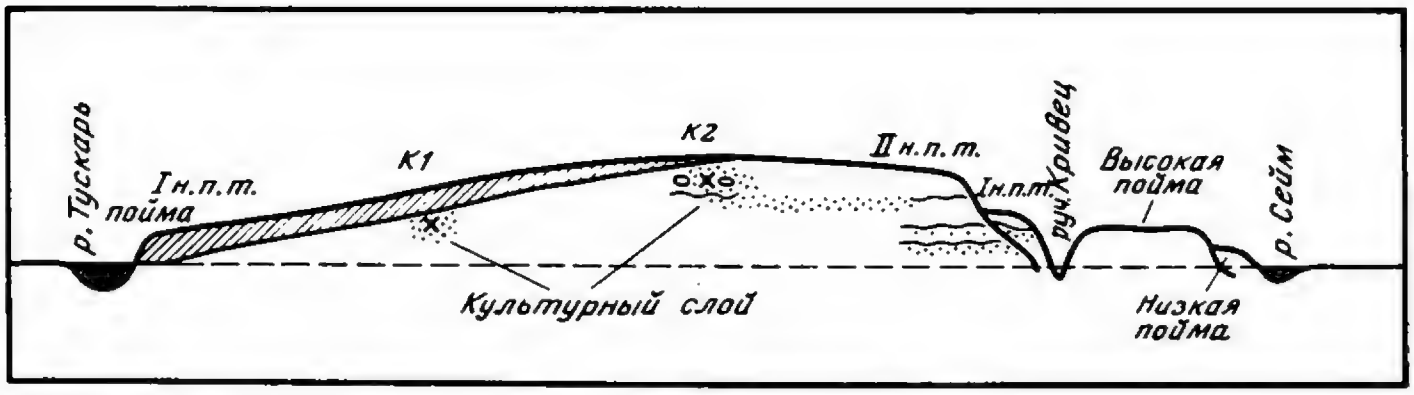


Рис. 4.

Рис. 4. Схематический разрез междуречья Сейм–Тускарь в районе палеолитических стоянок Курск I (К1) и Курск II (К2)

Косая штриховка – гумусированная слоистая супесь

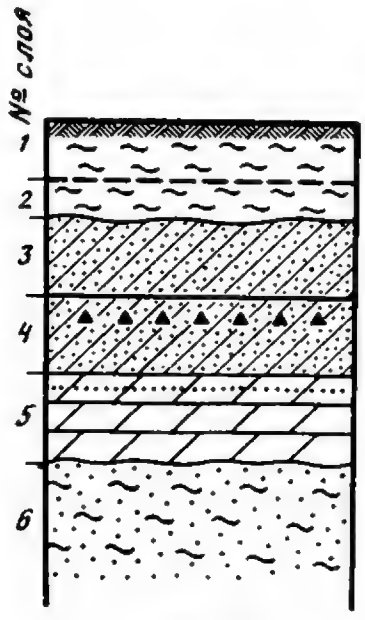


Рис. 5

Рис. 5. Стоянка Курск I. Разрез южной стенки раскопа в квадрате А-1

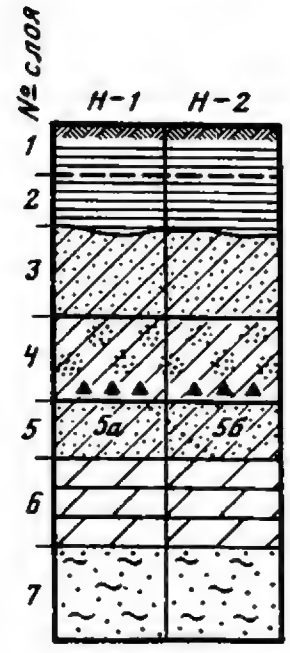


Рис. 6

Рис. 6. Стоянка Курск I. Разрез северной стенки раскопа в квадрате Н-1 и П-2

Палеолитический культурный слой обозначен черными треугольниками

Мощность, м

7. Песок буровато-желто-серый, мелкозернистый, глинистый, с прослоями бурого суглинка. Слоистость четкая, близкая к горизонтальной. Внизу песок более крупнозернистый, с прослоями темно-серого гумусированного суглинка 0,7

Состав пород и строение обоих приведенных здесь разрезов сходны между собой и различаются только в деталях.

Культурный слой связан с одной и той же породой, красновато-бурым суглинком, местами переходящим в супесь выше мергеля, от которого он отделяется более песчаной прослойкой. Различная глубина его залегания может зависеть не столько от неровности современной поверхности, сколько от характера поверхности времени обитания человека.

СТОЯНКА КУРСК II

Стоянка по ул. Котлякова расположена на более возвышенной площадке, соответствующей II надпойменной террасе рек Сейм и Тускарь. Площадка в районе этой стоянки существенно отличается от первой стоянки литологическим составом пород, что видно из описания заложенного здесь шурфа 3 (рис. 7):

Мощность, м

1. Почвенный покров: супесь темно-буровато-серая, тонко- и четко слоистая 0,45
2. Суглинок бурый, пятнами гумусированный, песчаный, не слоистый. В верхней части слоя до 1 м глубины от его поверхности встречаются кремни и кости. 0,5
3. Песок с прослоями темно-бурого суглинка. Слоистость нечеткая. Прослои неправильные, возможно со следами пучения грунта. 0,5
4. Песок светло-серовато-бурый, мелкозернистый, глинистый, с мелкими комочками бурого

Мощность, м

суглинка. В верхней части слоя заметна "вспученность" слоев в форме куполообразного поднятия 0,4

5. Песок буровато-серый, с прослоями темно-бурого песчаного суглинка. Слоистость горизонтальная, но нарушенная; в правой части стенки слой обрывается и замещается песком более чистым, близким к слою 4. Здесь слоистость более тонкая и более правильная 0,25

6. Песок буровато-серый, более чистый, с мелкими прослоями суглинка. Слоистость горизонтальная, но слабо волнистая 0,15

7. Песок тот же, что и в слое 5, но с более тонкими прослоями суглинка 0,35

Так как шурф 3 углублен всего на 2,5 м, весь разрез террасы на стоянке неизвестен; поэтому мы не можем сопоставить его с разрезом II надпойменной террасы на берегу руч. Кривец. Однако можем допустить принадлежность пород обеих разрезов одному циклу накопления аллювия, соответствующему II надпойменной террасе.

Изложенное выше позволяет сделать вывод о том, что стоянка Курск II расположена на поверхности II надпойменной террасы и связана с самым верхним горизонтом суглинков, прикрытым полуметровым слоем гумусированной слоистой супеси, возможно, эолового происхождения.

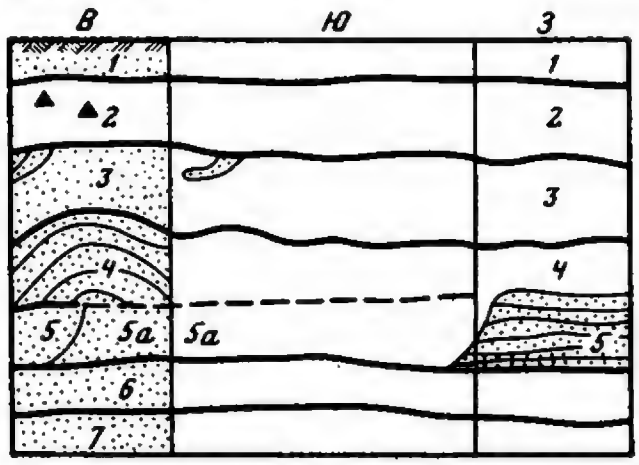


Рис. 7. Стоянка Курск II. Разрез шурфа № 3

Стоянка Курск I находится на более низкой I надпойменной террасе. Культурный слой этой стоянки приурочен к основанию суглинков делювиального происхождения, перекрывающих аллювий I надпойменной террасы. Не исключена возможность, что суглинки с культурными остатками обеих стоянок представляют собой один горизонт, венчающий I надпойменную и склоны II надпойменной террас, поэтому они могут быть близкими по геологическому времени.

Для оценки геологического возраста террасовых отложений в районе Курских стоянок интерес представляют следы мерзлотных деформаций.

Интенсивные мерзлотные деформации, наблюдаемые в отложениях II надпойменной террасы, сопоставляются обычно с продвижением сильных холодов на юг в эпоху калининского оледенения. Перекрывающие эти деформации породы, составляющие верхи II надпойменной террасы, относят ко второй половине калининского оледенения.

В верхней части отложений II надпойменной террасы есть менее выраженный второй горизонт деформаций. Образование этих деформаций происходило значительно позже и может соответствовать более позднему осташковскому оледенению.

Мерзлотные деформации в разрезе шурфа 3 на стоянке Курск II скорее можно сопоставить с верхним, чем с нижним, горизонтом деформаций разреза в обнажении на берегу руч. Кривец и также относить к осташковскому времени. К сожалению, нам не удалось установить отношение культурного горизонта к этим деформациям.

Что касается стоянки Курск I, то в разрезах раскопа и шурфов никаких следов деформации нет, и их, несомненно, можно датировать концом времени осташковского оледенения.

Результаты применения коллагенового метода изучения ископаемых костей со стоянки Курск I в Воронежском лесотехническом институте дали основание считать, что материалы этой стоянки имеют более поздний возраст, чем, например, материалы стоянки Авдеево, что совпадает с археологическими выводами.

Дополнение. Во время раскопок 1964 г. работавшие в окрестностях Курска геологи-съемщики под руководством А.И. Скоморохова заложили на территории стоянки Курск I, в 15–20 м к северо-северо-востоку от раскопа П.И. Борисковского, буровую скважину, в которой зафиксирована такая последовательность слоев:

	Глубина, м
1. Почвенно-растительный слой	0–0,3
2. Суглинок буровато-желтый	0,3–1
3. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, кварцевый	1–2,6
4. Песок светло-серый, мелкозернистый, кварцевый	2,6–5
5. Песок светло-серый, грубозернистый, кварцевый	5–13

А.И. Скоморохов указывает, что в этом разрезе нет многих деталей, описанных М.Н. Грищенко, что объясняется современной техникой бурения, дающей керн с нарушенной структурой. Судя по результатам бурения другой скважины, пробуренной в этом же районе, мощность аллювиальных отложений составляет здесь примерно 17 м.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

УДК 551.793+551.8

С.А. ВАСИЛЬЕВ, С.М. ЦЕЙТЛИН, Ю.А. СВЕЖЕНЦЕВ

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ МНОГОСЛОЙНОЙ МАЙНИНСКОЙ СТОЯНКИ НА ЕНИСЕЕ

Вплоть до недавнего времени наши знания о палеолите Енисея базировались на результатах исследования памятников Среднего Енисея. Именно здесь изучены крупнейшие скопления стоянок в окрестностях Красноярска и в Кокоревско-Новоселовском районе. Однако за последнее десятилетие в ходе работ Саяно-Тувинской экспедиции был открыт новый район сосредоточения древнейших поселений на Верхнем Енисее (Астахов, 1983). Особенно насыщенными палеолитическими памятниками оказались окрестности пос. Майна – крайней северной части Саянского каньона у выхода реки на просторы Минусинской котловины. Здесь, в широких долинах притоков Енисея – рек Сизая, Голубая, Уй, Большой Карак, в ходе кратковременных разведок зафиксировано более 20 позднепалеолитических стоянок и местонахождений, в том числе ряд многослойных поселений. Большая часть их изучена лишь предварительно, на некоторых поставлены шурфы и зачистки, а раскопкам на небольшой площади подвергались только стоянки Голубая I и Уй I. Основные же работы производились на Майнинской стоянке – центральном памятнике района.

Стоянка располагается на Майнско-Означенском отрезке Саянского каньона р. Енисей. У устьев рек Уй и Голубая р. Енисей покидает узкое ущелье и образует долину шириной до 2 км, где широко развиты комплексы аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террас. В этом месте долину реки обрамляют отроги невысокого Джойского хребта. Он входит в систему северного пояса Западного Саяна, окаймляющего с юга Минусинскую впадину.

Майнинская стоянка располагается на левобережье Енисея, близ устья небольшой речки Уй, на ее левом берегу. Она находится в 4 км к югу от центра пос. Майна. Памятник занимает территорию, ограниченную с запада и востока дорожными выемками, при разработке которых в 60-е годы площадь стоянки в значительной части была разрушена, так что к моменту открытия она представляла собой, по сути дела, остатки некогда обширного поселения. Площадь ее уцелевшей части составляет немногим более 2000 м^2. Рельеф местности в районе памятника настолько нарушен, что восстановить первоначальную ситуацию не представляется возможным.

Стоянка была открыта и исследовалась С.А. Васильевым в 1980–1983 гг. За четыре полевых сезона в 9 раскопах вскрыто более 400 м^2 площади памятника, изучены остатки 19 культурных слоев.

Особенностью памятника является разделение его площади на 2 участка, приуроченных к различным геоморфологическим образованиям. Западная (верхняя) часть стоянки залегает в рыхлых отложениях на поверхности скального останца. Высотные отметки над уровнем Енисея достигают 25–27 м. По-видимому, этот участок соответствует IV (25–30 м) цокольной террасе р. Уй. Здесь, в раскопе 4, в его западной части, записан следующий разрез (сверху вниз):

Мощность, м

1. Отвал земляных работ 0,43

2. Почва современная, состоящая из остатка гумусового горизонта – темно-серой глинистой супеси (0,1–0,15 м) и светло-коричневой супеси (0,2 м) 0,35

3. Песок светло-серый, тонкозернистый, лёссовидный, с точечными и нитевидными проявлениями карбонатизации, не слоист. В верхней части слоя (на глубину до 0,2 м от кровли) расположен культурный слой А (его находки констатированы также в 5 см приподошвенной части слоя 2). В 0,25–0,3 м выше подошвы слоя 3 расположены находки культурного слоя Б 0,7

4. Песок тонкозернистый, в сыром состоянии несколько темнее песка слоя 3, то же неслоистый, но бескарбонатный. В песке расположен культурный слой В . . . . . (видимая) 0,3

В непосредственной близости от места расчистки на дне раскопа обнажены скальные породы.

Основная (восточная) часть памятника располагается на II террасе, прислоненной к круто падающему склону скалы и повышенной за счет близости к склону до 16–18 м над уровнем Енисея. От описанного выше раскопа 4 тыловой шов этой террасы расположен в 20 м.

Стратиграфию южной оконечности террасы лучше всего проследить по западной стенке раскопа 6. Здесь, в зачистке близ тыловой части террасы, вскрыто (сверху вниз):

Мощность, м

1. Почва современная, состоящая из дерновины со щебнем коренных пород (0,05 м), супеси пылеватой, темно-серой, гумусированной (0,45 м), супеси серо-коричневой, светлеющей книзу (0,3 м) 0,8

2. Супесь песчанистая, тонкая, неслоистая, лёссовидная, с включением мелкого щебня, который в основном концентрируется у кровли, в 0,85 и 1,95 м ниже кровли. Слой слабо карбонатизирован, но на глубинах 0,9–1,15 м и 1,25–1,6 м от кровли карбонатизация обильнее. Наблюдается вертикальная трещиноватость. На глубине 2,4 м от поверхности – культурный слой, совпадающий с приподошвенной частью нижнего, обильнее карбонатизированного интервала. Граница подошвы постепенная 2,05

3. Песок тонкозернистый, серовато-коричневатый с редкими охристыми пятнами и разводами, слоистый. Слойки местами волнисты, отогнуты вверх и вниз, иногда прерывисты, линзовидны, слабоглинисты. На глубинах 0,5, 0,8, 2,45, 2,9, 3,15, 3,75 м – пунктирные включения щебенки. Встречаются глыбы размером до 0,3 м. Местами видны темно-серые пунктирные пятнышки, часто вертикально вытянутые (следы корней растений?). На глубине 1,85 м – мерзлотный клин, выполненный песком, контуры его подчеркнуты пунктирным расположением щебенки. Мощность клина – 0,35 м, ширина в устье – 0,5 м*. В песке встречены культурные слои: на глубине 0,2–0,5 м ниже кровли – слой 2 (он распадался на 5 горизонтов, разделенных маломощными стерильными прослойками, по сути, на самостоятельные культурные слои), 1,4 м ниже кровли – слой 3, 0,1 м и 0,2 м ниже него – слои $3^{а}$ и $3^{б}$ соответственно, 0,4 м ниже слоя 3 – слой 4, еще 0,2 ниже – слой 5, 0,4 м ниже него – слой 6, еще 0,5 м ниже – слой 7, ниже 0,48 м – слой 8, а непосредственно в подошве видимой части разреза – слой 9 . . . . . (видимая) 4,25

Культурные слои в раскопе 6 наклонены, как и все слои толщи, к югу. Разрезы раскопов 5, 1 и 2, расположенных севернее, в целом близки описанному, но обломочного материала в них меньше, нижняя толща слоистых песков с заключенными в ней культурными слоями 2–9 на раскопе 5 идет с наклоном к северу, а на раскопе 2 залегает почти горизонтально. Самая северная часть стоянки вскрыта в раскопах 3 и 8. По их западной стенке записан следующий разрез (сверху вниз):

Мощность, м

1. Навал 0,15

2. Почва современная, состоящая из супеси пылеватой, темно-серой – гумусовый горизонт (0,3 м) и супеси коричневато-серой, ниже осветляющаяся (0,4 м) 0,7

3. Супесь серо-коричневато-желтоватая, плотная, пористая, разбитая вертикальными трещинами усыхания. Границы подошвы и кровли постепенные 0,15

4. Супесь плотная, сероватая (темнее предыдущего и последующего слоев), залегающая в виде расплывчатой полосы, местами прерывистой, местами отогнутая клиновидно вниз, гумусированная – след былой погребенной почвы 0,17

---

* Примерно на этом же уровне, между культурными слоями $3^{б}$ и 4, в 1982 г. отмечалось наличие псевдоморфозы по мерзлотному клину (рис. 1).

Рис. 1. Майнинская стоянка. Псевдоморфоза по ледяному клину в разрезе раскопа 6. Фото С.А. Васильева

5. Супесь серовато-желтоватая, плотная, пылеватая, неслоистая. В середине слоя наблюдается плохо различимое чередование слабо охристых полос с более осветленными. Трещины усыхания пересекают и этот слой. Видны следы ходов землероев, заполненные плотной гумусированной супесью; размеры ходов 15×10 см. Слой слабо карбонатизирован, однако несколько интенсивнее в средней и нижней частях слоя 0,51

6. Супесь серая, гумусированная, залегающая тонкой волнистой прерывистой полосой, местами отогнутой вверх и вниз. Здесь находится культурный слой 0 0,05

7. Супесь светло-серая, обильно карбонатизированная, со слабо охристыми пятнами и неправильными полосами, со следами корней растений и ходов землероев, заполненных гумусом современной почвы, размером 15×20 см. В подошве расположен культурный слой 1. 0,38

8. Песок тонкозернистый, светло-серый, сыпучий, слоистый. Слоистость обусловлена незакономерным переслаиванием слойков разной мощности (до 3–5 см), а также расплывчатых полос серого, светло-серого, слабо охристого песка разной зернистости. Слойки волнисты, прерывисты, отогнуты вверх и вниз, местами линзовидны. Вниз по разрезу слоистость становится отчетливее. Отдельные участки слоя карбонатизированы, но карбонатизация больше в средней части слоя, где наблюдаются охристого цвета пятна, разводы и полосы, местами косо расположенные. В 0,18 м ниже кровли расположен культурный слой 2, состоящий из двух самостоятельных горизонтов, 0,7 м ниже последнего – культурный слой 3, еще 0,2 м ниже – культурный слой 3^a, 0,5 м ниже последнего – культурный слой 4, еще 0,3 м ниже – культурный слой 5, 0,2 м ниже – культурный слой 6, 0,8 м ниже него – культурный слой 7. . . . . (видимая) 3,2

Как можно видеть из приведенных описаний разрезов Майнинской стоянки, наиболее полный разрез выявлен в ее северной части (раскопы 3 и 8), а наиболее насыщенной культурными остатками оказалась южная часть стоянки (раскоп 6).

Геологическая ситуация по разрезам стенок раскопов в целом достаточно сходная, хотя раскоп 6 расположен в 40 м от раскопов 3 и 8. Во-первых, отчетливо видно разделение разреза на две части – субаэральную супесчаную и водную песчаную. Во-вторых, как в верхней супесчаной части разреза, так и в нижней песчаной наблюдаются отчетливые следы их накопления в перигляциальной обстановке. В супесчаной части этими признаками являются лёссовидность отложений и наличие следов мерзлотных нарушений. Последнее видно по характеру залегания остатков погребенных почв (слоев 4 и 6 в раскопе 8) – прерывистых, волнистых, местами клиновидно отогнутых вниз или "взвихренных", вероятно солифлюкционного типа. В песчаной части – наличие незакономерной слоистости, волнистости, линзовидности слойков, что весьма характерно для перигляциального аллювия, а также наличие следов мерзлотных клиньев. В-третьих, перигляциальная обстановка на протяжении времени накопления отложений рассматриваемого разреза не была непрерывной. в верхней части разреза на это указывают следы погребенных почв, свидетельствующие о значительном потеплении климата во время их формирования.

Что касается нижней части разреза, то не исключено, что некоторые из культурных слоев также могут относиться к этапам относительного потепления, как это предполагается, например, для верхнепалеолитической стоянки Кокорево I, расположенной ниже по течению р. Енисей (Цейтлин, 1979).

Характерные особенности разрезов раскопов 6, 3 и 8 типичны для строения отложений II надпойменной террасы рек Сибири. Это обстоятельство позволяет достаточно определенно судить о геологическом возрасте отдельных пачек. Напомним, что в общем случае водные накопления разреза этой террасы перекрываются покровными отложениями, расслоенными двумя позднесартанскими почвами, имеющими возраст 12 750–12 250 лет назад (кокоревский интервал, соответствующий бёллингу Европы) и 12 000–10 800 лет назад (таймырский интервал, соответствующий аллерёду Европы). Ниже лежат накопления перигляциального аллювия. Еще ниже нормальный (межледниковый) аллювий. В приведенных разрезах очевидно наличие субаэральной покровной толщи со следами двух погребенных почв и ниже – перигляциального аллювия. Следовательно, гумусовые горизонты погребенных почв II надпойменной террасы Майнинской стоянки не древнее 12 750 лет назад, а перигляциальный аллювий и все культурные слои, залегающие в нем, древнее этой цифры.

В лаборатории Ленинградского отделения Института археологии АН СССР было произведено радиоуглеродное датирование ископаемых костей из культурных слоев 1–5 Майнинской стоянки. Ввиду того что вопрос достоверности радиоуглеродного датирования ископаемых костей остается открытым, химическая обработка и выделение коллагена из костей проводились различными методами, химическая обработка – наиболее современными методами, позволяющими максимально извлечь загрязняющие примеси, такие, как гумусовые вещества, обычно омолаживающие радиоуглеродный возраст по костям (Арсланов, Громова, 1978; Арсланов, Свеженцев, Марков, 1981; Longin, 1971; Olsson, 1974).

По методу [1] очистка коллагена от гумусовых веществ производится путем экстракции 0,1N раствором NaOH при комнатной температуре. По методу [2] извлечение и очистка коллагена производятся подкисленным HCl раствором (pH-3) при 80°C. Метод [3] предусматривает раздельное удаление из коллагена легкорастворимых и труднорастворимых форм гумусовых веществ. По этому методу кость обрабатывается в течение нескольких дней при комнатной температуре несколькими порциями 0,5N раствором HCl до полного растворения минеральной части. Затем измельченный коллаген обрабатывается в течение суток 0,1N раствором NaOH. После этого проводится обработка коллагена слабым раствором HCl (pH-3) при температуре 80° в течение 6–7 часов. Путем центрифугирования осадок гуминовых кислот отделяется от раствора желатина, который упаривается досуха и далее используется для радиоуглеродного датирования по разработанным методам.

Наряду с этими методами в некоторых зарубежных лабораториях широкое применение получил метод извлечения коллагена из костного материала раствором ЭДТА (двунатриевая соль этилендиаминтетрауксусной кислоты). Извлечение коллагена раствором ЭДТА – метод [4] – заключается в многократной экстракции (4–5 раз) при 40–50° раствором ЭДТА при pH-7,4–8,0. Каждая стадия экстракции продолжается в течение суток. Нерастворимый остаток многократно промывается водой. Затем образец обрабатывается водой и производится извлечение коллагена горячей водой при 80° в течение 8–9 часов.

Результаты работы приведены ниже в таблице.

Шифр образца	Радиоуглеродные даты, лет назад			
	метод [1]	метод [2]	метод [3]	метод [4]
ЛЕ-2299 сл. 1	–	15500 ± 150	–	–
ЛЕ-2300 сл. 2	12120 ± 120	12280 ± 150	–	–
ЛЕ-2149 сл. 3	–	12330 ± 150	14070 ± 150	13900 ± 150
ЛЕ-2133 сл. 4	–	–	12910 ± 100	12980 ± 130
ЛЕ-2135 сл. 5	–	–	16540 ± 170	16176 ± 180

Как можно видеть, ^{14}C датировки культурных слоев 1 и 2 не согласуются с приведенными выше соображениями о геологическом возрасте накоплений Майнинской стоянки. Для культурного слоя 3 ^{14}C дата по методу [2] слишком замоложена, а по методам [3] и [4], наоборот, кажется удревненной. Дата культурного слоя 4, вероятно, несколько омоложена. Что касается ^{14}C даты культурного слоя 5, то, вероятно, она близка к предельно возможному времени пребывания на этой стоянке человека, поскольку 19–18 тыс. лет назад было сильное похолодание и стоянок этого времени на юге Сибири нет.

Фауна Майнинской стоянки пока определена лишь частично (из раскопок 1980 г.). Н.М. Ермолова из нижней части современной почвы определила остатки лося и сибирского козерога, из культурного слоя 1 – благородного оленя и козерога, из слоя 2 – благородного оленя, лося, зубра, козерога и лисицы, из слоя 3 – благородного оленя, лося, козерога и птиц, из слоя 4 – зубра и козерога, из слоя 5 – благородного оленя, зубра, козерога, зайца и птиц, из слоя 7 – аргали, из слоя 8 – аргали, лисицы и зайца, из слоя 9 – лошади, ниже культурного слоя 9 встречаются кости аргали (Васильев, Ермолова, 1983). Кроме того, из разных слоев стоянки имеются находки малакофауны и птичьих яиц.

В ходе раскопок Майнинской стоянки получены обширные археологические материалы. Исследованы остатки десятков очагов и рабочих площадок – мест для производства каменных орудий. Выделяются несколько очагов со следами кольцевой каменной обкладки. В культурном слое 3 в 1982 г. найден клад палеолического мастера – отдельно залегавшее скопление из 10 предметов: отборных каменных орудий (скребел), отбойника и заготовок. В целом же коллекция насчитывает сотни каменных орудий. В инвентаре памятника преобладают разнообразные формы скребел и скребков на отщепах, много долотовидных орудий, отщепов с ретушью, зубчато-выемчатых изделий. Костяной инвентарь представлен превосходной серией наконечников копий и дротиков с боковыми пазами и беспазовыми, фрагментами своеобразных острий с головкой. Судя по характерным особенностям артефактов, стоянка входит в круг памятников выделенной на Среднем Енисее афонтовской культуры. Ближайшие аналоги она находит в инвентаре Джоя, Кантегира (Астахов, 1983), Кокорева II (Абрамова, 1979) и Афонтовой Горы II (Астахов, 1966).

Особую научную ценность памятнику придает встреченная здесь в 1980 г. уникальная глиняная статуэтка (Васильев, 1983). Она была найдена в 5 культурном слое.

Рис. 2. Глиняная палеолитическая антропоморфная статуэтка из культурного слоя 5 Майнинской стоянки. Фото С.А. Васильева

Эта схематичная антропоморфная фигурка (рис. 2) является первым произведением изобразительного искусства, найденным в палеолите Енисея, и единственным образцом глиняной палеолитической пластики на территории СССР. Материал статуэтки представляет собой красновато-коричневую, неравномерно обожженную глину с примесью песка.

Изучение Майнинской стоянки – этого уникального памятника – продолжается и имеет большие перспективы. При условии комплексной обработки полученных материалов, предпринимаемой сейчас с участием ряда специалистов Ленинграда, Москвы, Красноярска и Минска, Майнинская стоянка может стать одним из опорных памятников палеолита Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова З.И. Палеолит Енисея. Афонтовская культура. Новосибирск: Наука. 1979.

Арсланов Х.А., Громова Л.И. Увеличение надежности определения возраста ископаемых костей радиоуглеродным методом.//Тр. Всесоюз. совещ. по пробл. "Астрофизические явления и радиоуглерод". Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та. 1978.

Арсланов Х.А., Свеженцев Ю.С., Марков Ю.Н. Улучшенная методика датирования ископаемых костей радиоуглеродным методом.//Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. Тарту: Изд-во АН ЭССР. 1981.

Астахов С.Н. Поселения Афонтовой Горы и их место в палеолите Сибири://Автореф. дис. ... канд. ист. наук. Л., 1966.

Астахов С.Н. Изучение палеолита верховьев Енисея Саяно-Тувинской экспедицией.//Древние культуры Евразийских степей. Л.: Наука. 1983.

Васильев С.А. Глиняная палеолитическая статуэтка из Майнинской стоянки.//Крат. сообщ. Ин-та археологии, 1983, № 173, с.

Васильев С.А., Ермолова Н.М. Майнинская стоянка – новый памятник палеолита Сибири.// Палеолит Сибири. Новосибирск: Наука, 1983.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979.

Longin R. New method of collagen extraction for radiocarbon dating.//Nature, 1971, v. 230, N 5291.

Olsson J.V. E.A. A comparison of different methods for pretreatment of bones// Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 1974, v. 96, N 1.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.79

Г.И. ПОПОВ, Б.Г. ЕСЬКОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКОГО ЛИМАНА

Основы стратиграфии донных осадков лиманов Причерноморья были заложены Н.А. Соколовым (1895, 1904), различавшим по данным бурения у г. Николаева (снизу вверх): 1) пески с преобладанием лиманно-каспийских и пресноводных моллюсков, образовавшиеся еще в фазу углубления речных долин при низком уровне пресноводного озера-моря; 2) илы, преимущественно со средиземноморскими видами, связанные с ингрессией моря и его осолонением благодаря соединению со Средиземным морем в послеледниковое время; 3) пески и ракушечники с моллюсками, близкие по составу к нижнему горизонту, что объясняется опреснением лимана, вызванным главным образом ростом Кинбурнской косы. А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938) установили новоэвксинский, древнечерноморский и современный возраст этих слоев с оговоркой, что литологические границы их не вполне совпадают со стратиграфическими. Последующие исследователи распространили эту схему не только на отложения поймы р. Днепр и его лимана, но и на весь комплекс погребенных под ней осадков древней долины и дельты этой реки. Позже Г.И. Горецкий (1970) подразделил последние на несколько плейстоценовых аллювиальных и лиманно-морских свит.

Изучение донных отложений лимана было предпринято в связи с проектированием гидротехнического сооружения для регулирования его режима. По скважинам поперечника между г. Очаков и Кинбурнской косой Н.Н. Тращук и П.С. Палатный (1978) выделили новоэвксинские аллювиальные и лиманные отложения, на которых с перерывом залегают древнечерноморские и современные осадки. Перерыв отвечает времени формирования бугазских слоев. Упомянутые авторы считают, что более древние слои здесь размыты и новоэвксинские отложения залегают непосредственно на вторично вскрытом ложе лимана, сложенном неогеновыми породами. Литологическая характеристика осадков приведена в работе Б.Г. Еськова (1978).

Нами использованы данные позже пробуренных скважин на Очаковском, Дмитровском и Станиславском створах. Они позволили подразделить древнечерноморские осадки, уточнить объем новоэвксинского горизонта и выделить в пределах лимана карангатские и древнеэвксинские отложения.

Карангатские отложения на Очаковском створе обнаружены скважиной 333а (рисунок). Они содержат Cardium edule L., Corbula (Lentidium) mediterranea (Costa), Bittium reticulatum (Costa), Chione gallina (L.), Gastrana fragilis (L.). Найденные вместе с ними, но экологически несовместимые с перечисленными видами Didacna sp., Monodacna sp., Clessiniola sp. и Lithoglyphus sp., очевидно, переотложены из древнеэвксинских или узунларских осадков. Базальный горизонт в этой скважине содержит Mytilaster sp. и Monodacna sp., возможно, узунларского возраста.

На Дмитровском створе в скважине 268 карангатские глинистые пески (4,4 м) с конхилиофауной близкого видового состава подстилаются светло-серыми мелко- и среднезернистыми песками (14 м) с Didacna sp., Monodacna sp. и Dreissena rostriformis distincta Andrus. без каких-либо средиземноморских видов. Нижняя часть (2 м) этих

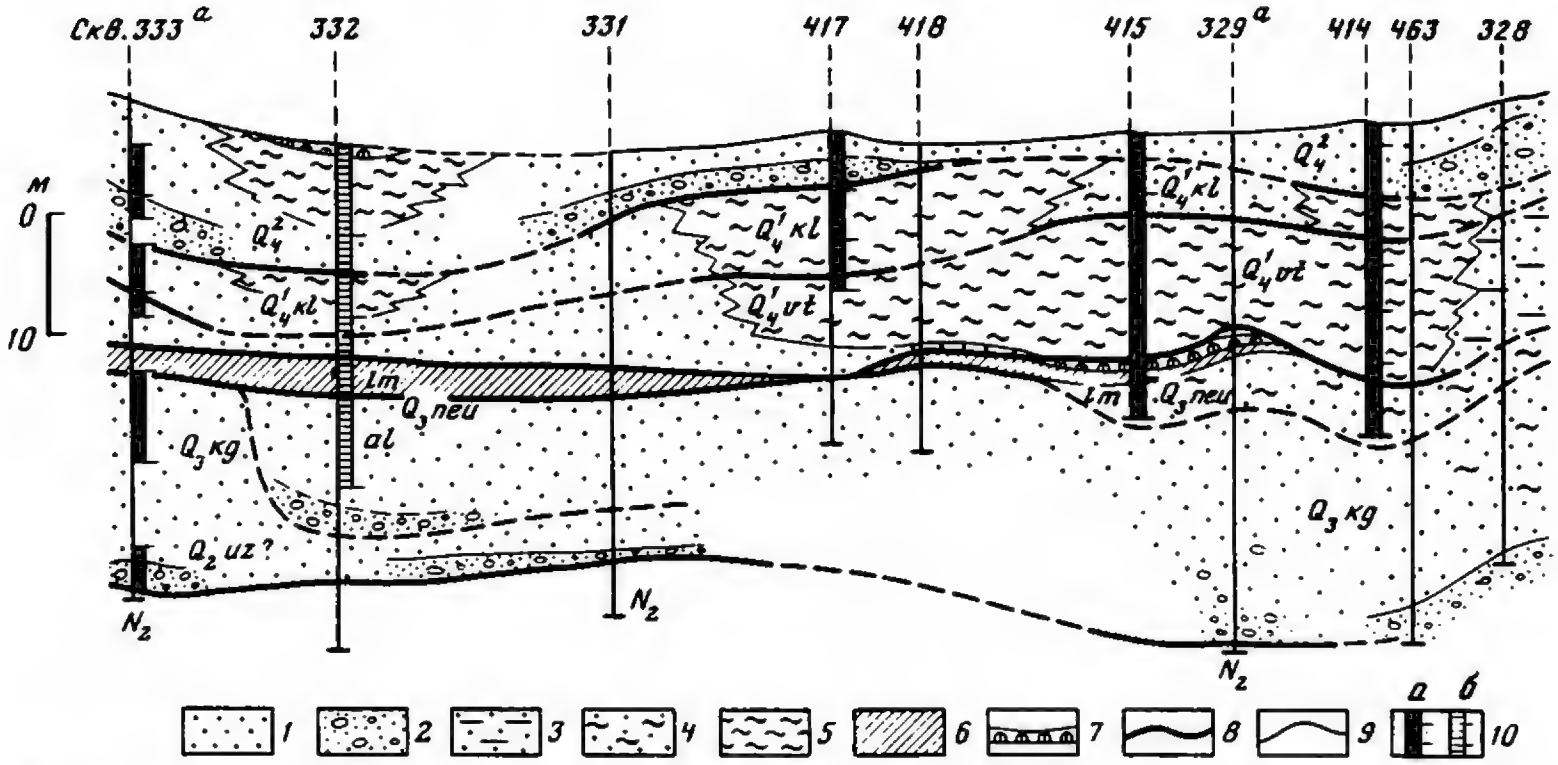


Рис. 1. Схематический геологический профиль устья Днепровского лимана

1 – песок; *2* – песок с гравием и мелкой галькой; *3* – песок глинистый; *4* – песок илистый; *5* – ил; *6* – глина; *7* – ракушечник; *8* – стратиграфические границы; *9* – литологические границы; *10* – участки отбора конхилиофауны использованной: *а* – в данной работе; *б* – в работе Н.Н. Тращук и П.С. Палатного (1978); Q_4^2 – современные отложения; Q_4^1 kl – каламитские слои; Q_4^1 vt – витязевские слои; Q_3 neu – новоэвксинский горизонт; Q_2 – узунларские отложения; lm – лиманные отложения; al – аллювиальные отложения; N_2 – верхний плиоцен

древнеэвксинских отложений отделена базальным горизонтом и содержит только пресноводные Viviparus sp., Lithoglyphus sp. и Unio sp. (обломки). Глубже залегают известняки сарматского яруса.

Карангатские отложения обоих местонахождений сходны по составу конхилиофауны и залеганию на тех же отметках постели (–25, –30 м), что и узунларско-карангатские осадки, выделенные Г.И. Горецким у берега лимана (скв. 1 и 2[а]). Узунларские отложения в Приазовье и на Черноморском побережье Кавказа тесно связаны с древнеэвксинскими слоями и, наоборот, отделены перерывом от карангатских осадков.

Древнеэвксинские и карангатские отложения слагают древнюю дельту р. Днепр и выходят далеко за пределы Днепровского лимана. Собственно лиманные осадки начинаются новоэвксинскими слоями. Для этого горизонта характерны темно-серые и зеленоватые алевритистые глины небольшой мощности (до 4 м) с преобладанием в них Monodacna caspia caspia (Eichw.), Dreissena rostriformis bugensis Andrus., Dr. polymorpha (Pall.) и Lithoglyphus naticoides (Fér.); реже встречаются Micromelania caspia (Eichw.), Clessiniola variabilis (Eichw.), Valvata piscinalis (Mull.) и Viviparus sp. (скв. 415). В глинах много растительных остатков, нередко образующих торфянистые прослойки. Илистые пески, подстилающие глины (скв. 415) и замещающие их (скв. 414), содержат тот же комплекс Monodacna – Dreissena, но с единичными Mytilus sp., Nassa reticulata (L.) и Bittium reticulatum (Costa), очевидно переотложенными из карангатских осадков.

Новоэвксинские глины на Очаковском и Дмитровском створах залегают на глубине 22–24 м ниже уровня моря. Если учесть, что мощность их не превышает 4 м, а современные биоценозы – Monodacna, Dreissena и Clessiniola – обитают в лимане на глубине до 3–3,5 м (Мордухай-Болтовской, 1960), то уровень бассейна в это время должен был находиться на 15–20 м ниже современного уровня моря. Новоэвксинские аллювиальные отложения, выделенные Н.Н. Тращук и П.С. Палатным в скв. 332 (см. рисунок), другими скважинами не обнаружены.

Толща илов и песков (около 20 м), залегающая на новоэвксинских осадках, подразделяется нами на витязевские, каламитские (новочерноморские) и современные отло-

жения. Каждый из этих горизонтов (слоев) имеет свои особенности в составе конхилиофауны, но в целом им свойственны два комплекса двустворчатых моллюсков: 1) комплекс Cardium edule – Mytilus для илов и 2) комплекс Cardium edule – Chione для песков. Оба комплекса свойственны не только каламитским и современным отложениям, в которых они были выделены (Невесская, 1965), но и витязевским слоям, что объясняется значительной эврибионтностью названных выше моллюсков.

Для витязевских слоев характерны угнетенность Mytilus, отчасти Cardium и Chione в основании слоев и появление Paphia в верхней части разреза. Каламитские слои выделены по присутствию Spisula subtruncata (Costa) в обоих комплексах и во всех скважинах. Найденные в них Chrysallida interstincta (Mntg.) широко распространены именно в каламитских осадках (Ильина, 1966). Соленость моря в это время была заметно большей, чем теперь, а уровень находился на 3–3,5 м выше современного (Федоров, 1956).

Лиманные Monodacna, Dreissena и Clessiniola изредка встречаются во всех горизонтах голоцена. Все они живут в лимане, а весной спускаются до Очаковской косы, с внешней стороны которой уже не встречаются (Остроумов, 1897). В новочерноморское время Cardium edule и другие наиболее эвригалинные черноморские виды, теперь живущие только в крайней западной части лимана, проникали по крайней мере до с. Станислав. На Станиславском створе, в песках, залегающих на новоэвксинских осадках, обнаружены Cardium edule L., Corbula (Lentidium) mediterranea (Costa) и Hydrobia ventrosa (Mntg.) вместе с Monodacna colorata (Eichw.) и другими лиманными моллюсками (скв. 106 на глубине 4–12 м). В менее опреснявшемся Бугском лимане такая же и даже более богатая фауна распространялась в это время до г. Николаев (Тращук, Палатный, 1978). Вершина лимана находилась в районе с. Новая Одесса, где и теперь живут Monodacna colorata (Макаров, 1938), сохранившиеся здесь с новочерноморского времени.

В долине Днепра лиман достигал с. Горностаевка. Пойменная терраса реки у г. Каховка сложена, помимо современных осадков, древнечерноморскими аллювиальными песками и залегающими на них лиманными илами (Заморий, 1961). В этих илах, а главным образом в связанных с ними периферийно-русловых песках нами в сборах Г.И. Горецкого определены Monodacna caspia pontica Eichw., Micromelania caspia lincta (Mil.), Clessiniola variabilis (Eichw.) среди преобладающих пресноводных форм. В этих же осадках были найдены Monodacna colorata, прослеженные до с. Горностаевка. Здесь лиманные илы выклиниваются на высоте 4,5–5,5 м ниже уровня моря, что указывает на уровень лимана, близкий к нулевой отметке (Горецкий, 1970). Однако Г.И. Горецкий считал эти отложения новоэвксинскими, а не новочерноморскими (каламитскими). Такому определению возраста противоречит присутствие современных и голоценовых видов монодакн. По Л.А. Невесской (1965), оба названных выше вида монодакн являются современными формами, происшедшими от новоэвксинских Monodacna caspia caspia (Eichw.), что подтверждается нашими данными. Помимо этого, уровень новоэвксинского бассейна (–15, –20 м) для такой ингрессии был недостаточно высок. Аналогичный лиман существовал в долине Дона.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1938.

Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М.: Наука, 1970.

Еськов Б.Г. Гранулометрический состав и водно-физические свойства неоген-антропогеновых грунтов в дельте Днепра.// Физическая география и геоморфология. Киев: Виша шк. 1978, вып. 20.

Заморий П.К. Четвертинні відклади Української РСР. Київ: Вид.-во Київ. унів. 1961.

Ильина Л.Б. История гастропод Черного моря. М.: Наука. 1966.

Макаров А.К. Распространение некоторых ракообразных и лиманных моллюсков в устьях рек и открытых лиманах Северного Причерноморья. //Зоол. журн. 1938. № 6.

Мордухай-Болтовской Ф.А. Каспийская фауна в Азово-Черноморском бассейне. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1960.
Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Наука, 1965.
Остроумов А.А. О гидробиологических условиях в устьях южнорусских рек в 1896 г. //Изв. АН. 1897. Т. VI. Вып. 4.
Соколов Н.А. О происхождении лиманов Южной России. //Тр. Геол. ком. 1895. Т. X. № 4.
Соколов Н.А. К истории причерноморских степей с конца третичного периода. //Почвоведение, 1904, № 3.
Тращук Н.Н., Палатный П.С. Стратиграфия донных отложений Бугского и Днепровского лиманов.//Тектоника и стратиграфия. Киев: Наук. думка.1978. Вып. 14.
Федоров П.В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. //Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 5.

УДК 551.79

Е.Н. СТЕФАНОВИЧ, В.А. КЛИМАНОВ, З.К. БОРИСОВА, С.Н. ВИНОГРАДОВА

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ГОЛОЦЕНЕ НА СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

В ходе геологосъемочных работ аэрогеологической экспедиции в 1976–1980 гг. было исследовано большое количество мощных торфяников, обнажающихся в береговых обрывах Пенжинской губы в районе устьев рек Парень и Тылхой. Поскольку торфяники – благодатный объект для разнообразных исследований (спорово-пыльцевого, изотопного и др.), нам представилась возможность провести детальное их изучение и сделать некоторые палеореконструкции, чему и посвящена данная работа.

Торфяники расположены в зоне многолетнемерзлых толщ на различных высотах и имеют в большинстве своем голоценовый возраст. Часто они перекрыты маломощными (0,2–0,6 м) пылеватыми суглинками, супесями, тонкозернистыми песками, иногда с включением мелкой гальки. Подстилают их суглинки или галечники в песчано-глинистом цементе от неогенового до верхнеплейстоценового возраста. Торф в основном осоково-сфагновый, разной степени разложения – от темного, почти черного, до светлого, практически не разложившегося. Встречаются прослои и линзы опесчаненного торфа и суглинка. В основании торфяников, расположенных на высоких абразионных поверхностях (20 и 30 м), встречаются обломки стволов белой березы.

Вот типичный пример такого торфяника, описанного на п-ове Метеви, к северо-востоку от устья р. Парень, в обрыве 20-метрового абразионного уступа (обн. 4068[а]). Здесь обнажаются (сверху вниз):

	Глубина, м
1. Дернина	0–0,1
2. Песок тонкозернистый, пылеватый, серый и ржавый, тонкослоистый. В основании слоя – скопление растительных остатков: веточки кедрового стланика, кустарниковой березки, сережки ольховника, растительная труха	0,1–0,7
3. Супесь темно-бурая, оторфованная	0,7–1,2
4. Торф сфагново-осоковый, бурый	1,2–1,7
5. Торф осоково-сфагновый, темно-бурый, с веточками кустарников	1,7–1,9
6. Торф осоковый, хорошо разложившийся	1,9–2,2
7. Торф сфагновый, светло-бурый, слабо разложившийся, на глубине 2,4–2,5 м обломки стволов белой березы	2,2–2,7

На спорово-пыльцевой диаграмме этого торфяника (рис. 1) выделяются снизу вверх следующие фазы.

Фаза 1 – кустарничковой березки (2,7–1.8 м). Доминирует пыльца древесно-кустарниковых пород (60–70%). Пыльца трав и споры содержатся в приблизительно равных количествах (около 20%).

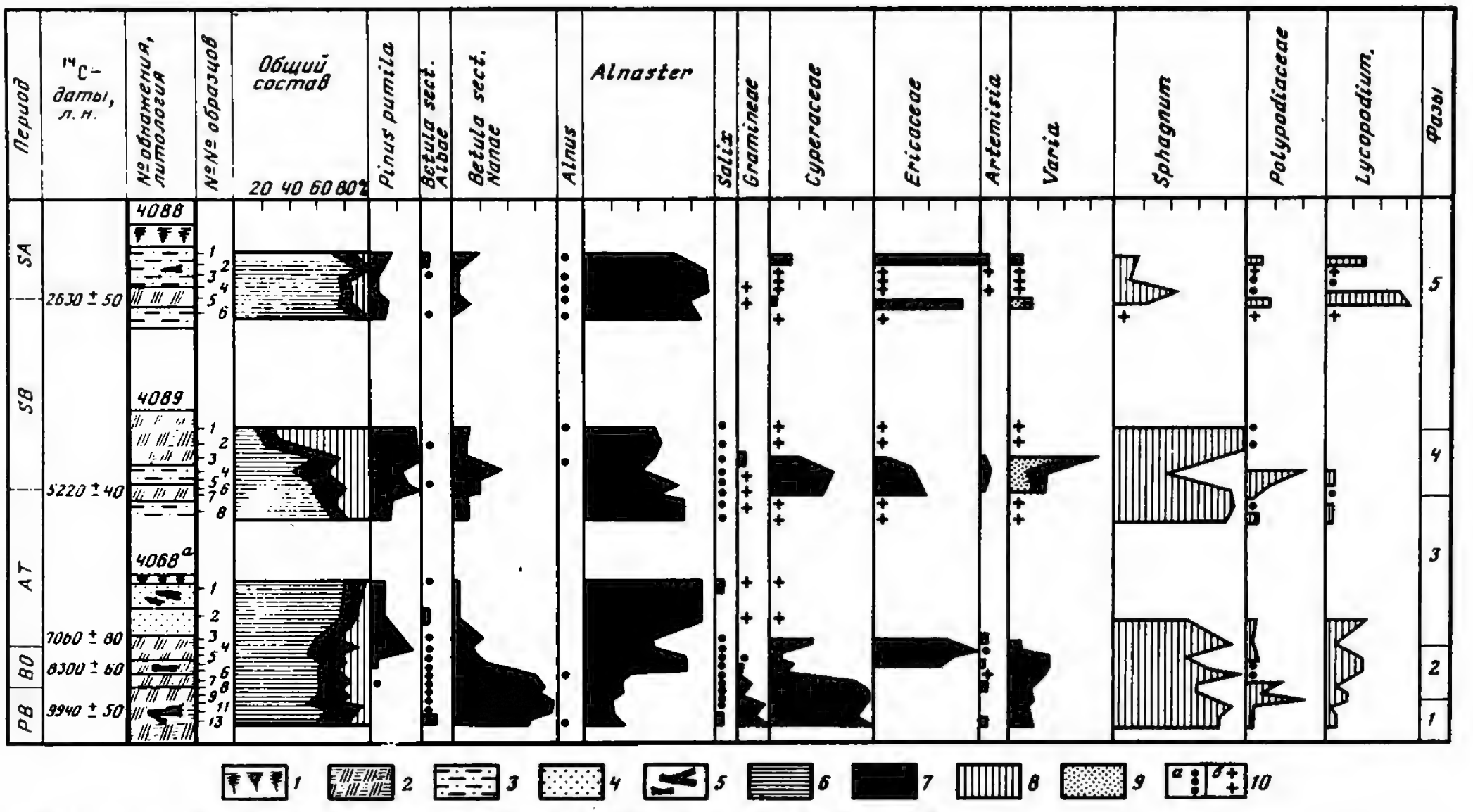


Рис. 1. Спорово-пыльцевые диаграммы торфяников на северном побережье Пенжинской губы

1 – дернина; *2* – торф; *3* – супесь; *4* – песок; *5* – растительные остатки; *6* – пыльца древесных и кустарников; *7* – пыльца трав и кустарничков; *8* – споры; *9* – пыльца семейства Rosaceae; *10* – содержание пыльцы: *а* – менее 2%; *б* – единичные зерна

В группе древесно-кустарниковых 60–80% составляет пыльца кустарниковых берез. Пыльца ольховника – 20–30%. Постоянно встречаются единичные зерна ивы и 1–2% древовидной березы. Максимальное ее количество (8%) обнаружено в основании торфа. Группа трав образована пыльцой осок (до 80%) и злаков (до 20%). Около 20% в сумме составляет пыльца лугово-болотного разнотравья. Группа спор представлена спорами сфагновых мхов (до 90%). В средней части интервала заметную роль играют споры папоротников и плаунов. В основании торфяника на глубине 2,7 м получена радиоуглеродная дата 9940 ± 50 л.н. (ГИН-2438).

Фаза 2 – ольховника и вересковых (1,8–1,2 м). Общий состав спектров не изменился. В древесно-кустарниковой группе доминирующее значение приобрела пыльца ольховника (50–70%), а пыльца кустарниковой березки не превышает 30%. Появляется пыльца кедрового стланика, количество которой достигает 30% при среднем содержании 10%. Постоянно присутствуют единичные зерна пыльцы ивы и древовидной березы. В группе травянистых доминирует пыльца вересковых, значительно (до 40%) участие пыльцы разнотравья, количество пыльцы осок сокращается до 10%. В группе спор на фоне преобладания спор сфагновых мхов заметно возрастает роль плаунов (до 30%). На глубине 1,8–1,6 м наблюдается совместный пик содержания пыльцы ольховника, разнотравья и спор плаунов. Возраст торфа по ^{14}C определен в 8320 ± 60 л.н. (ГИН-2437) на глубине 1,8 м и 7060 ± 60 л.н. (ГИН-2436) на глубине 1,3 м. На этот временной интервал падает и максимум пыльцы кедрового стланика, что для нашего района служит показателем оптимальных климатических условий.

Фаза 3 – ольховника (1,2–0,2 м). Доминирует в этом интервале пыльца ольховника. Кроме нее, в группе древесно-кустарниковых отмечены в пределах первого десятка процентов пыльца кедрового стланика и единичные пыльцевые зерна березки, ивы, древовидной березы. Пыльца трав представлена единичными зернами осок и злаков. В группе спор изменений по сравнению с предыдущей фазой нет.

Выделенные выше фазы прослеживаются и в других разрезах. Так, на п-ове Хаимчики, к югу от устья р. Парень, на 30-метровой поверхности (обн. 4090) в торфянике на глубине 3–5 м обнаружены спорово-пыльцевые спектры, соответствующие 1-й фазе. Здесь получены по ^{14}C две даты: 8960 ± 50 л.н. (ГИН-2446) из ствола белой березы и 8080 ± 60 л.н. (ГИН-2447) из торфа. В обнажении 4068 вскрыты отложения, соответствующие концу 1-й и 2-й фазе. В основании торфяника имеется дата 8710 ± ± 70 л.н. (ГИН-2441), а в средней части – 7430 ± 40 л.н. (ГИН-2439), непосредственно под горизонтом, где начинается пик кедрового стланика.

Следующий этап развития торфяников отражен в разрезе обн. 4089, расположенного в 1,5 км к югу от устья р. Парень, где в обрыве 20-метровой поверхности сверху вниз обнажаются:

	Глубина, м
1. Дернина	0–0,2
2. Торф мохово-осоковый, бурый, слоистый	0,2–1
3. Супесь иловатая, зеленовато-серая	1–1,4
4. Торф осоково-моховой, черный, с ветками	1,4–1,7
5. Супесь серая, мелкокомковатая	1,7–4

На спорово-пыльцевой диаграмме (см. рис. 1) для верхних двух метров этого торфяника видно преобладание древесно-кустарниковой пыльцы, среди которой доминирует пыльца ольховника. Отмечается возрастание количества пыльцы кедрового стланика от 10–12% до 30–40% (от подошвы к верхней части). Пыльца кустарниковой березки играет подчиненную роль. Нижняя часть описываемой диаграммы соответствует по основным характеристикам фазе 3 разреза обн. 4068[а]. В верхней части обн. 4089 (1,7–0,8 м) выделяется фаза 4 ольховника и стланика. Для нее характерно максимальное содержание пыльцы кедрового стланика на фоне пыльцы ольховника. В группе травянистых наблюдается наряду с пыльцой осок и вересковых пик содержания пыльцы разнообразных розоцветных, доминирующую роль среди которых играет пыльца морошки. Подобный пик содержания ее отмечен также в торфянике в среднем течении

р. Гыленга (приток р. Тылхой), так что, вероятно, и он имеет региональное значение. В группе споровых значительно сократилось содержание спор плаунов по сравнению с фазами 2 и 3. Для основания фазы 4 имеется ^{14}C дата 5220 ± 40 л.н. (ГИН-2443) с глубины 1,7 м из торфа.

Наиболее молодые отложения исследованы в устье р. Парень (обн. 4088). Здесь сверху вниз обнажаются:

	Глубина, м
1. Дернина	0–0,4
2. Супесь зеленовато-серая, влажная, с пятнами ожелезнения, линзами льда и торфа, обломками древесины (кедровый, стланик, крупнокустарниковая березка)	0,4–1,9
3. Галечник в зеленоватом песчано-глинистом цементе	1,9–2,5

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из супеси, отличаются абсолютным преобладанием пыльцы ольховника. В пределах до 15% отмечены пыльцевые зерна кедрового стланика и кустарниковой березки. Встречаются единичные зерна древовидной березы и ольхи. Группы травянистых и споровых представлены единичными зернами осок, злаков, полыни, вересковых, спорами сфагновых мхов, папоротников и плаунов. В этих отложениях из линзы торфа на глубине 1,2 м получены ^{14}C даты: 2630 ± 50 л.н. (ГИН-2441) из торфа и 2890 ± 100 л.н. (ГИН-2442) из древесины.

Приведенный выше фактический материал позволяет выделить несколько фаз развития растительного покрова территории в голоцене.

Ранее 10000 лет назад здесь, вероятно, были условия для произрастания древовидных берез, о чем говорят остатки их стволов в основании наиболее древних торфяников. Однако количество пыльцы древовидной березы во вмещающих отложениях невелико. Но на вопрос, не являются ли стволы белой березы переотложенными, следует дать отрицательный ответ – радиоуглеродный возраст, полученный по остаткам березового ствола и по вмещающим его торфам, находится в хорошем соответствии.

В предбореале и начале бореального периода в растительном покрове господствовали ассоциации из кустарниковой березки и осоково-разнотравные болота. Около 8500 лет назад с наступлением бореального потепления господствующее положение начинают занимать ольховниковые заросли. Улучшение климатических условий вызвало некоторое сокращение площади осоково-моховых болот, что отразилось в спорово-пыльцевых спектрах увеличением роли пыльцы и спор, принадлежащих растениям склонов и суходолов.

На границе бореального и атлантического периодов заметную роль в растительном покрове начинают играть ассоциации с кедровым стлаником. Стланик, видимо, чутко реагирует на изменение географической обстановки. Кривые содержания его пыльцы в спектрах наиболее изменчивы – они образуют по крайней мере два крутых пика на фоне господства пыльцы ольховника: около 7000 и 5000 лет назад. В периоды похолоданий площади развития стланика сокращаются и пыльца его практически исчезает из спектров.

Палеоклиматические реконструкции были проведены с помощью информационно-статистического метода, в основе которого лежит статистическая связь современных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями, отраженными в табличной форме (Климанов, 1976). Климатические показатели и процентные содержания пыльцы в этих таблицах представлены в определенных градациях (температуры – через 2–4°, осадки – через 50–100 мм).

Реконструкции количественных характеристик климата голоцена предшествовал этап проверки рабочих таблиц связи для исследуемого района по его современным спорово-пыльцевым спектрам. Проверка показала, что лучше всего реконструируются средние температуры июля, немного хуже – средняя годовая сумма осадков. Сложнее дело обстояло со среднегодовыми и средними январскими температурами, так как эти современные показатели района Пенжинской губы находятся в таблицах связи в крайних пределах температур и имеют градации в 4° и более. Известно, что любая модель при граничных условиях работает менее точно, поэтому реконструирование

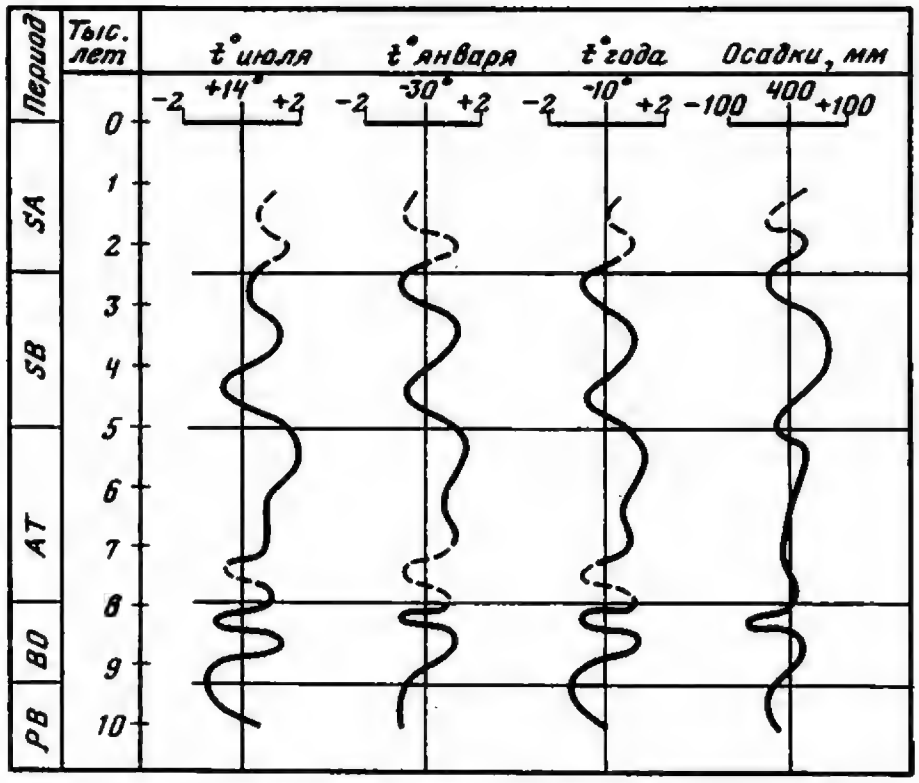


Рис. 2. Климатические колебания в голоцене

температур года и января в дальнейшем при усовершенствовании методики может быть уточнено.

На данном этапе исследований мы пока не располагаем достаточным материалом для проведения палеоклиматических реконструкций на все этапы голоцена. Однако датировки по ^{14}C позволили установить количественные характеристики климата в некоторые этапы почти всех периодов голоцена (рис. 2).

Отложения предбореального периода (обн. 4068[а]) имеют ^{14}C дату 9940 ± 50 л.н. В это время среднегодовая температура была близка к современной, средние температуры июля, по всей вероятности, немного выше (на 0,5°), а средние температуры января ниже на 1–0,5°. Годовое количество осадков было почти такое же, как сейчас. Последующие этапы предбореального периода характеризуются температурными показателями ниже современных на 1–2° и средней годовой суммой осадков на 50 мм меньше.

Оптимальная фаза бореального периода хорошо выражена в нескольких разрезах. В обн. 4068[а] оптимум находится ниже (старше) датировки 8300 ± 60 л.н., в обн. 4081 – на 8710 ± 70 л.н., а в обн. 4090 – на 8210 ± 70 л.н. (по торфу) или 8960 ± 50 л.н. (по древесине). Во всех перечисленных разрезах оптимум бореального периода имеет климатические характеристики примерно одной и той же величины, что может говорить в некоторой степени об их достоверности. В это время (примерно 8600–8500 лет назад) средние годовые температуры были выше современных на 1–1,5°, средние температуры июля – примерно на 1,5°, января – на 0,5–1°, осадков выпадало немного больше, чем сейчас (на 25–50 мм).

Начало атлантического периода в исследуемом районе фиксируется датировкой 8080 ± 60 л.н. в обн. 4090; 7060 ± 60 л.н. в обн. 4068[а], когда температуры стали выше современных. Однако в обн. 4081 во время 7430 ± 40 л.н. температуры были ниже современных примерно на 1°, осадков – столько же, как и сейчас. Поэтому уверенно говорить о том, что на протяжении атлантического периода температуры всегда были выше современных, как это наблюдается в других районах, пока нет оснований. Здесь или действительно зафиксировано похолодание с температурами ниже современных, или имеющаяся датировка неточна, или, возможно, произошла ошибка в реконструкциях. Однако немного выше датировки 7430 ± 40 л.н. в обн. 4081 температуры становятся выше современных. В самой верхней части разреза они поднимаются на наибольшую величину по сравнению с современными: среднегодовая – на 1,5°,

средняя температура июля – на 1,5°, января – на 1–1,5°. Осадков было на 25–50 мм больше, чем сейчас.

В обн. 4089 отложения атлантического периода имеют датировку 5220 ± 40 л.н. Климатические показатели, восстановленные по спорово-пыльцевым спектрам, отражают то же потепление, что и в разрезе 4081. Выявленное потепление можно отнести к климатическому оптимуму атлантического периода, который имеет температурные характеристики выше, чем в оптимум бореального периода.

В обн. 4089 выше датировки 5220 ± 40 л.н. отмечается похолодание, которое может быть отнесено к похолоданию на границе атлантического и суббореального периодов. В это время все температурные показатели были ниже современных на 1°, а осадков выпадало столько же, как и сейчас, или немного меньше. Выше по разрезу, как показали реконструкции, было потепление, которое можно отнести к среднесуббореальному. Оно отличалось от современных климатических характеристик на следующие величины: среднегодовые температуры – на 1°, температуры июля – на 1,5°, температуры января – на 0,5–1° выше, осадков больше на 50–75 мм. К суббореалу можно отнести и отложения в самой нижней части обн. 4088, которые лежат под датировкой 2630 ± 50 л.н. (по торфу) или 2890 ± 100 л.н. (по древесине) из одного и того же горизонта.

Реконструкции по спорово-пыльцевым спектрам из этих отложений в обн. 4088 имеют почти такие же климатические характеристики, как и в обн. 4089. Эти датировки отражают примерно время позднего суббореального похолодания (3400–2500 л.н.), когда среднегодовые температуры были ниже на 1°, средние температуры января – на 1–1,5°, средние температуры июля даже выше на 0,5–1°, а осадков меньше, чем сейчас, примерно на 25 мм.

В верхней части обн. 4089 отмечается похолодание, которое также можно отнести к позднесуббореальному времени, почти с такими же климатическими характеристиками, только температуры июля были близки к современным.

Реконструкции по спорово-пыльцевым спектрам из отложений верхней части обн. 4088 (над датой 2630 ± 50 л.н.) показали, что потепление с температурами выше современных примерно на 1° и осадками больше на 25 мм, сменилось похолоданием (температуры года – около современных, января – ниже на 0,5–1°, июля – выше на 0,5°, а осадков меньше на 25–50 мм). После последнего похолодания отмечается тенденция к потеплению. По-видимому, последние изменения климата происходили в субатлантический период голоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого.// Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1976, № 2.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

УДК 551.79

Э.Д. МАМЕДОВ, Г.Н. ТРОФИМОВ

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПЛЮВИАЛЬНЫЕ ОЗЕРА ПУСТЫНЬ ЗАКАСПИЯ

История плювиальных озер принадлежит к числу наименее разработанных тем четвертичной геологии СССР. Даже сама идея о плейстоценовых озерах в Каракумах, Кызылкумах и на Устюрте до недавнего времени встречала энергичные возражения, основанные на априорных и, как теперь известно, ошибочных представлениях о древности и постоянстве существующего климатического режима. Отдельные, вначале немногочисленные факты – геологические, геоморфологические, палеонтологические и другие свидетельства исчезнувших озер – интерпретировались как случайные, не делалось попытки обобщить их.

Одним из первых исследователей, обнаруживших следы древних озерных бассейнов в среднеазиатских пустынях, был А.Д. Архангельский (1915). Такой бассейн, по его мнению, существовал в Мынбулакской впадине в Кызылкумах, на склонах которой имеются террасы, а на дне впадины встречаются раковины Dreissena polymorpha Pallas.[1] Признаки древних озер в кызылкумских впадинах – террасы, древнеозерные отложения – отмечал и И.П. Герасимов (Герасимов, Чихачев, 1931). И хотя не все приведенные в трудах указанных исследователей доказательства озерных фаз в развитии пустынных замкнутых впадин могут рассматриваться в настоящее время однозначно, в основном высказанные ими положения оказались верными.

Интерес к палеолимнологии этих территорий резко возрос, когда внутри многих ныне сухих, занятых солончаками или такырами впадин Каракумов, Кызылкумов, Устюрта был обнаружен массовый археологический материал. Разительное несоответствие между чрезвычайно неблагоприятной экологической обстановкой и расселением первобытного человека было, в частности, отмечено в районе Лявляканской группы озер в Южных Кызылкумах. Чтобы объяснить это несоответствие были проведены специальные комплексные исследования, в которых наряду с археологами участвовали геологи, географы, геохимики и почвоведы. Значительная часть материалов этих исследований опубликована (Виноградов, Мамедов, 1975), что позволяет ограничиться здесь лишь кратким резюме.

Озеро Лявлякан с группой более мелких озер расположено внутри довольно крупной бессточной чаши, среди песков с резко расчлененным рельефом. Озера, которых здесь насчитывается до 20, тянутся двумя параллельными цепочками в широтном направлении. Размеры и очертания озерных котловин чрезвычайно разнообразны. Самое большое озеро, Лявлякан, протягивается узкой полосой с запада-северо-запада на восток-юго-восток на 5,1 км. Ширина его составляет лишь 0,5 км, и только на западе озеро расширяется до 1 км. Вторым по величине является расположенное восточнее Лявлякана озеро Казген. Оно достигает в поперечнике 2 км и в плане имеет в общем изометричную округлую форму. Третье крупное озеро Лявляканской группы, Лакмаген, по своим размерам значительно уступает предыдущим.

Слой воды, которая появляется в озерах с осени, равен 1–1,5 м. Вода сильно минерализована. Плотный остаток достигает 100 и даже 246,9 г/л. Химический состав воды очень сходен во всем районе независимо от времен года: в основном это сульфатно-хлоридные магниево-натриевые воды (Рубанов, 1964). В летние месяцы озера пересыхают и на дне появляется пласт или корка соли.

Район Лявляканских озер является сейчас крупнейшим скоплением памятников каменного века во внутренних, бессточных районах пустынь. На берегах этих озер было найдено более четырехсот стоянок и пунктов с отдельными находками, относящихся к разным периодам каменного века, в основном к неолиту (Виноградов, Мамедов, 1975; Виноградов, 1981). Существование многочисленного и постоянного населения по берегам Лявлякана является убедительным свидетельством опреснения озер в эпоху неолита. Этот вывод хорошо согласуется с результатами изучения ископаемых почв и реликтовых гидрохимических образований в окрестностях озер. При этом последние, по всей вероятности, имели не сезонный характер, а существовали в течение всего года. Судя по археологическим данным, эта фаза в истории Лявляканских озер продолжалась в период с конца VII по III тыс. до н.э.

Пресноводные или солоноватоводные (1–3 г/л) озера возникли в это время во многих впадинах среднеазиатских пустынь. Отложения одного из таких озер обнаружены во впадине, расположенной у западного окончания гор Ауминзатау в Кызылкумах (Чиж, Каржаув, 1977). Здесь в основании магнезит-гипсовых солончаковых отложений была вскрыта белая глиноподобная порода, содержащая обломки створок диатомовых водорослей. Мощность слоя 0,3–1 м. В составе диатомовой флоры, исследованной

[1] Значительно позже здесь, на песчаной поверхности первой террасы, были, кроме того, собраны раковины Lymnaea peregra (Müll).

А.П. Жузе, присутствуют: Cyclotella ocellata, C. sp., Chaetoceros sp., Cympylodiscus chaeneis, Synedra pulchella, Surirella striatula, Pinnularia bogotensis Grum., Cymbella aequalis W. Sm. и некоторые другие. В целом перечисленный комплекс характерен для пресноводных или солоноватоводных внутренних водоемов. Судя по залеганию диатомита в днище впадины под позднеголоценовыми солончаковыми накоплениями, возраст его – древне-среднеголоценовый[2].

М.И. Епифанов (1981) отмечает широкое распространение озерных отложений во впадинах Устюрта. Во впадинах Барса-Кельмес и Агыйин им описано шесть аккумулятивных террас, каждая из которых, по-видимому, соответствует этапу увлажнения и похолодания. Первая терраса, сложенная с поверхности влажным засоленным илом, возвышается над днищем впадины на 1 м и датируется М.И. Епифановым XVII–XIX вв. Вторая терраса расположена на высоте 3–3,6 м. Она сложена светло-серыми грубозернистыми песками мощностью до нескольких метров. Подчеркивая прекрасную сохранность форм микрорельефа: террасовидной площадки, береговых валов, волноприбойного уступа, М.И. Епифанов относит эту террасу к среднему голоцену. Автор, к сожалению, не использовал в своих выводах обширный археологический материал, имеющийся по этой и другим впадинам Устюрта.

Между тем А.В. Виноградов (1981) обратил внимание на две особенности древнего расселения человека в пределах Юго-Восточного Устюрта. Во-первых, в подавляющем большинстве мезо-неолитические стоянки не связаны непосредственно с крупными и глубокими впадинами (такими, как Барса-Кельмес), а располагаются цепочками по берегам неглубоких "заливов" впадин или внутри их – по краям "вторичных" котловин. В настоящее время эти понижения заняты солончаками; грунтовые воды здесь обычно лежат неглубоко, но сильно минерализованы и для питья не пригодны. В то же время характер древнего расселения человека на Устюрте очень напоминает принцип расселения по берегам "живых" водоемов озерного типа. Во-вторых, вырисовывается определенная закономерность в высотном расположении мезо-неолитических стоянок в пределах Юго-Восточного Устюрта в целом. Они тяготеют к двум уровням: 100 м и 120–130 м. Напомним в связи с этим, что шор (солончак) Барса-Кельмес расположен на высоте 65 м над уровнем моря, а днище впадины Агыйин находится на абсолютной высоте около 100 м.

И наконец, при сопоставлении геоморфологической схемы М.И. Епифанова с археологической картой Е.Б. Бижанова (1978) обращает на себя внимание полное отсутствие археологических памятников на обеих нижних террасах и вообще во всей восточной части впадины Барса-Кельмес. Принимая во внимание указанные обстоятельства, можно сделать вывод, что в мезолите и неолите в восточной части рассматриваемой впадины существовало обширное, но неглубокое озеро. Длина его достигала 50 км, а ширина – 30 км. Небольшие озерные водоемы существовали во впадине Агыйин. Воды озер были, очевидно, слабоминерализованными.

Основной предпосылкой возникновения во впадине Барса-Кельмес открытого водоема было благоприятное его расположение в центральной части обширного тектонического прогиба. Главным источником питания озера были региональные потоки трещинно-пластовых грунтовых вод. Приток этих вод, несомненно, усиливался в плювиальные периоды, что наряду с уменьшавшимся испарением с открытой водной поверхности и обеспечивало существование крупного озера.

Одним из следствий ранне-среднеголоценового увлажнения климата, получившего название "лявляканского плювиала", было значительное увеличение стока среднеазиатских рек (Дамладжанов, Мамедов, Трофимов, 1981). В низовьях их одновременно функционировало несколько многоводных рукавов. В благоприятных условиях рельефа они формировали проточные озера, а подчас слепо заканчивались в замкнутых впадинах, образуя конечносточные бассейны. Несколько таких озер возникло в ни-

[2] Здесь и ниже авторы опираются на четырехчленную схему расчленения голоцена М.И. Нейштадта и Н.А. Стеклова (1982).

зовьях Зеравшана. Это озера, связанные с системой староречий Эчкиликсая и Дарьясая, группа озер Маханкуль (Чукуркуль, Уртакуль, Чандыркуль и Маханкуль) в долине Махандарьи, проточные озера Заманбаба и Тузкан русла Гуджайли и крупное озеро Денгизкуль, питавшееся водами Зеравшана по протоку Тайкыр. В настоящее время котловины этих озер безводны или на дне их имеется слой рапы.

За исключением озера Денгизкуль, история которого прослеживается с раннего плейстоцена (Рубанов, 1966), все остальные водоемы образовались в голоцене. Сотни разновременных археологических памятников, обнаруженных на берегах озер и питавших их русел, датируют эту фазу обводнения интервалом с VII по III тыс. до н.э. включительно (Гулямов, Исламов, Аскаров, 1966; Вактурская, Виноградов, Мамедов, 1969, 1968; Виноградов, Мамедов, 1970, и др.). Однако не исключено, что отдельные небольшие озера (Заманбаба) существовали еще в течение всего II тыс. до н.э.

В последние годы появилось довольно большое число публикаций, посвященных голоценовой истории крупнейшего водоема Средней Азии – Аральского моря (Кесь, 1978, 1979; Кесь, Андрианов, Итина, 1980; Квасов, Трофимец, 1976; Квасов, 1980; Рубанов, 1980; Вайнбергс, Стелле, 1980; Федоров, 1980; и др.). Публикации носят полемический характер, причем в центре внимания авторов находятся такие вопросы, как количество трансгрессивных и регрессивных фаз и их хронология, масштаб колебаний уровня моря и причины этих колебаний, палеобаланс. Анализ накопленных к настоящему времени данных приводит к следующим основным выводам.

В раннем голоцене Аральское море достигло наивысшего за весь голоцен уровня +72 ÷ +73 м. На этом уровне на ряде участков западного, северо-западного, северного и северо-восточного берегов Арала сохранились фрагменты абразионно-аккумулятивной террасы. В отложениях ее содержатся раковины Cerastoderma lamarcki (Reeve), Dreissena caspia Eichw., Theodoxus pallasi Lindh. Голоценовый возраст этой террасы очевиден (Федоров, 1980). Для поддержания столь высокого уровня озера, как указывают С.О. Хондкариан и П.В. Федоров, на юго-востоке Аральской впадины должен был существовать водораздел.

После пропила порога стока Узбоя уровень моря стабилизировался на абсолютных высотах 57–58 м. Эта стадия развития Аральского моря получила название древнеаральской. Д.Д. Квасов (1980) попытался рассчитать водный баланс Арала для древнеаральского времени, когда происходил сток по Узбою (от 9 до 3 тыс. лет назад). В своих расчетах он исходил из параметров современного климатического режима и стабильного речного стока. Главным же регулятором поступления воды в Арал он считал ирригацию. Преувеличение роли последней, тем более на ранних этапах ее развития, и некоторые другие неточности привели Д.Д. Квасова к ошибочным выводам. В настоящее время появилась возможность подойти к расчетам водного баланса древнеаральского бассейна с новых позиций.

Площадь акватории Арала на уровне 57–58 м составляла около 97400 км^2. Испарение с этой площади в условиях палеоклимата степного типа (Виноградов, Мамедов, 1975) составляло около 68 км^3/год. Испарение с площади дельт Амударьи и Сырдарьи (84200 км^2) было равно 83 км^3/год. Сток по Узбою, вопреки существовавшим ранее представлениям, был весьма значительным и соответствовал современному стоку Амударьи или превышал его в полтора раза (2520–2730 м^3/с, или 81–83 км^3/год). Эти оценки основываются на двух независимых методах расчета для различных участков реки: по водосливу-порогу и по геометрии меандров реки, промеренных по космическим снимкам. Следовательно, для поддержания уровня Арала на отметках 57–58 м требовалось ежегодно 218–224 км^3/год. Около 10% этого объема компенсировалось атмосферными осадками. Остальное количество воды обеспечивалось стоком рек Амударьи и Сырдарьи.

Как видно, для увязки водного баланса суммарные расходы этих рек должны были достигать 6220–6430 м^3/с, т.е. 196–202 км^3/год. Как свидетельствуют археологические данные, в это время функционировали все основные дельтовые протоки Амударьи и русла Инкардарьи и Кувандарьи, пра-Сырдарьи. При этом установлено, что только

Акчадарьинский коридор пропускал в это время более 3000 м^3/с (95 км^3/год). В целом же Амударья по уравнению связи с уже достаточно изученным пра-Зеравшаном (Дамладжанов, Мамедов, Трофимов, 1981) имела расход воды 5970 м^3/с (188 км^3/год)[3]. Невязка баланса на данном этапе исследований составляет 10–15% его приходо-расходных статей.

К III тыс. до н.э. уровень Аральского моря понизился до абсолютной высоты 54,5 м. Этот новоаральский бассейн существовал до VII–IV вв. до н.э., после чего наступила дальнейшая регрессия моря (Вайнбергс, Стелле, 1980).

В целом изложенный выше материал свидетельствует, что в раннем–среднем голоцене в пустынях Закаспия имел место озерный эпизод, оставивший многочисленные и разнообразные свидетельства. Эти свидетельства заслуживают дальнейшего тщательного исследования, так как коренным образом меняют прежние представления о малом масштабе климатических и гидрологических изменений в аридной зоне СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А.Д. Из геологических наблюдений в пустыне Кызыл-Кумы.//Изв. Докуч. почв. ком. СПб. 1915. № 3. С. 157.

Бижанов Е.Б. Неолитические памятники Устюрта. Ташкент: Фан. 1978. 19 с.

Вайнбергс И.Г., Стелле В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени.// Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1980. С. 175–181.

Вактурская Н.Н., Виноградов А.В., Мамедов Э.Д. Археолого-географические исследования в юго-западных Кызылкумах.//Археологические открытия 1967 года. М.: Наука. 1968. С. 333–334.

Вактурская Н.Н., Виноградов А.В., Мамедов Э.Д. Археолого-географические исследования в районе Дарьясая.//Археологические открытия 1968 года. М.: Наука. 1969. С. 411–412.

Виноградов А.В. Древние охотники и рыболовы Среднеазиатского междуречья.//Тр. Хорезмской археолого-этнографической экспедиции. М.: Наука. 1981. Т. 13. С. 7, 28–29.

Виноградов А.В., Мамедов Э.Д. Исследования в юго-западных Кызылкумах.//Археологические открытия 1969 года. М.: Наука. 1970. С. 400–401.

Виноградов А.В., Мамедов Э.Д. Первобытный Лявлякан. Этапы древнейшего заселения и освоения Внутренних Кызылкумов.//Материалы Хорезмской экспедиции. М.: Наука. 1975. Вып. 10.

Герасимов И.П., Чихачев П.К. Геологический очерк Кызылкумов.//Тр. Гл. геол.-развед. упр. ВСНХ СССР. М., Л.: Гл. геол.-развед. упр. 1931. Вып. 82. С. 108, 112–113.

Гулямов Я.Г., Исламов У., Аскаров А. Первобытная культура и возникновение орошаемого земледелия в низовьях Зеравшана. Ташкент: Фан. 1966. С. 14.

Дамладжанов К.А., Мамедов Э.Д., Трофимов Г.Н. Исследование стока палеорек Средней Азии.// Третья Всесоюз. науч. конф. "Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях", 22–24 декабря 1981 г.: (Тез. докл.). М.: Изд-во МГУ. 1981. С. 318.

Епифанов М.И. Озерные отложения во впадинах Устюрта.//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 5. С. 96–101.

Квасов Д.Д., Трофимец Л.Н. Некоторые вопросы истории Аральского моря.//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. № 6. С. 87.

Квасов Д.Д. Палеолимнология Арала.//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 181–185.

Кесь А.С. Причины изменений уровня Арала в голоцене.//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 1. С. 8–16.

Кесь А.С. Аральское море в голоцене.//Этнография и археология Средней Азии. М.: Наука. 1979. С. 19–23.

Кесь А.С., Андрианов Б.В., Итина М.А. Динамика гидрографической сети и изменение уровня Аральского моря.//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1980. С. 185–197.

Нейштадт М.И., Стеклов Н.А. О некоторых терминах голоцена и его подразделений.//XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. М.: 1982. Т. III. С. 232–233.

Рубанов И.В. Некоторые геохимические особенности соленакопления Лявляканской группы озер Кызылкумов.//Узб. геол. журн. 1964. № 5. С. 11.

Рубанов И.В. Геология и минералого-геохимическая характеристика солевых отложений озера Денгизкуль.//Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: Фан. 1966. С. 132.

[3] Коэффициент корреляции связи 0,67.

Рубанов И.В. Геологические и исторические свидетели колебаний уровня Арала.//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1980. С. 204–209.
Федоров П.В. О некоторых вопросах голоценовой истории Каспия и Арала.//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1980. С. 19–22.
Чиж Л.М., Каржаув Т.К. Диатомитсодержащая порода из современных солончаковых отложений Центральных Кызылкумов. Узб. геол. журн. 1977. № 1. С. 22–24.

УДК 551.79

Г.Н. ТРОФИМОВ

ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ УЗБОЯ

Палеоклиматические и палеогидрологические исследования и реконструкции являются основой прогнозирования климатических и экологических изменений на длительный срок. Они ведутся в связи с разработкой долгосрочных программ изменения окружающей среды, поисками полезных ископаемых, подземных вод и др.

Большой интерес представляет одно из древних русел пустынь Средней Азии – русло Узбоя. История Узбоя, восстановленная на основании исторических сведений, строения его долины и террас, состава отложений и т.п., наиболее полно отражена в работе А.С. Кесь (1939).

Река Узбой, протяженностью более 500 км, брала начало в южной оконечности обширного Арало-Сарыкамышского моря и, протекая среди песчаной пустыни у подножья каменистых плато и гор, впадала в Каспийское море.

Вопросы колебания уровня воды Аральского моря в раннем–среднем голоцене, размеров стока крупнейших древних среднеазиатских рек, водного баланса Арало-Сарыкамышского водоема неразрывно связаны с проблемой стока воды по руслу Узбоя. В этой сложной проблеме выделим три принципиальных момента: каков был расход воды, каковы были амплитуда варьирования стока и время функционирования Узбоя.

В работе А.С. Кесь (1939) было окончательно доказано, что Узбой представляет собой типичное речное русло. Об этом свидетельствуют достаточная протяженность русла, типично речной рисунок в плане с меандрами, масса стариц. Также характерно однообразное падение реки к западу с обычными для водотоков равнинных территорий уклонами 0,0003–0,0004, за исключением порожистых мест, и непосредственно верхнего участка русла, начинающегося в 7–8 км выше горы Кугунек. О причинах, обусловливающих наличие водопадов и порогов на этом участке, сказано ниже.

Работы И.И. Стебницкого (1886), А.И. Глуховского (1889) и др., детально проанализированные А.С. Кесь, однозначно доказывают, что Узбой вытекал из Арало-Сарыкамышского моря и впадал в Каспий. А. Гедройц (1882) писал, что Узбой не был непосредственным продолжением какого бы-то ни было амударьинского русла и нес прозрачную и, вероятно, несколько солоноватую воду. Утверждение о том, что вода была прозрачной, говорит об озерно-морском происхождении вод Узбоя, т.к. мутность воды среднеазиатских рек даже при относительно меньших расходах воды достаточно велика. К примеру, мутность воды Амударьи при современных расходах ее превышает 3 кг/м^3, а мутность воды Сырдарьи меняется от 1 до 2 кг/м^3 (Шульц, 1965). Солоноватость воды также указывает на то, что Узбой вытекал из полусоленых лиманных вод Арало-Сарыкамышской котловины (Коншин, 1885), т.е. по Узбою стекала смесь аральских, сарыкамышских и амударьинских вод. Отметим, что в раннем–среднем голоцене при весьма мощном стоке рек Амударьи и Сырдарьи и относительно небольшом испарении с водоема, высокой солености воды не могло быть (Мамедов, Трофимов, 1983).

Интересные данные приведены А.С. Кесь при поучастковом геоморфологическом описании долины и русла Узбоя в верхнем его течении, от горы Кугунек до колодца Тоголек. Отмечено, что продольный профиль Узбоя имеет в верховьях крутой

уклон, наблюдаются водопады и пороги, ниже уклоны русла выполаживаются. Далее отмечено, что у горы Кугунек уклон и характер самого русла далеко не соответствуют морфологии долины. Наконец, русло здесь относительно прямолинейно, в то время как ниже образуются врезанные меандры.

Все сказанное говорит о том, что расход воды, протекающей по руслу Узбоя, определялся условиями излияния воды из Арало-Сарыкамышского водоема, т.е. разностью отметок горизонта воды и порога (дна русла). Здесь, в 7–8 км выше горы Кугунек, мы имеем случай многоступенчатого перепада (серии водопадов), представленного водосливами-порогами, видимо подтопленными со стороны нижнего бьефа за счет относительно малой высоты перепадов.

Так как р. Узбой не имела на всем протяжении притоков, то, как справедливо сказано А.С. Кесь, по Узбою проходило более или менее одинаковое количество воды на всем протяжении от верховьев до низовьев. В различные периоды времени (сезоны) это количество тоже варьировало относительно мало, т.к. река зарегулирована морем. Изменения расходов воды по сезонам года обусловлены изменениями расходов воды рек Амударьи и Сырдарьи, а также изменениями величин испарения с акватории моря в различные сезоны года. Кроме того, сток по Узбою зависел от колебаний уровней Арала, обусловленными сезонными колебаниями приходо-расходных статей водного баланса и суточными кратковременными колебаниями уровня воды (ветровые волны, сейши). Сезонные колебания уровней воды Арала оценены А.С. Кесь в 0,3–0,6 м, суточные – в 1,0–1,5 м.

Пожалуй, наиболее ранние, достаточно обоснованные расчеты стока воды по Узбою мы находим у А.С. Кесь. Учитывая важность последующих расчетов, условность использования исходных данных и неточность посылок, проанализируем подробнее качество имеющегося материала и ход расчетов. Прежде всего отмечено, что данные нивелировок русла Сазгипровода и А.И. Глуховского не сходятся, т.к. пройдены несколько разные трассы, и потому А.С. Кесь введена поправка величиной 2,4 м. Расчет расходов воды выполнен по данным двух поперечников в районах колодца Чарышли и горы Кугунек. Для поперечного сечения русла у горы Кугунек приняты: отметки дна русла – 78 м, горизонта воды – 78,5 м, т.е. глубина потока принята a priori около 0,5 м, что в принципе и определяет результат расчета. Для этих условий гидравлические элементы сечения русла составили: глубина потока (h) – 0,5 м, площадь поперечного сечения (ω) – 80 м^2, смоченный периметр (χ) – 300 м, гидравлический радиус (R) – 0,27 м. Расчет скорости течения и расхода воды ведется по формуле Шези–Базена (шероховатость русла γ = 1,3 и гидравлический уклон 0,0004). При этих данных расход воды оказался равным 19,2 м^3/с.

На основании уравнения неразрывности этот расход переносится в створ колодца Чарышли (рис. 1, *А*), где площадь поперечного сечения русла равна 2850 м^2, и тогда средняя скорость течения в этом сечении оказывается равной 0,0007 м/с. Эта скорость на 3–4 порядка ниже средних скоростей течения равнинных рек Средней Азии.

Становится непонятным: каким образом при этих скоростях вырабатывалось русло Узбоя глубиной вреза до 6–8 м и шириной по верху 200–500 м? В связи с этим делается новое предположение о том, что горизонт воды в створе колодца Чарышли находился на отметке приблизительно 70 м. Тогда элементы сечения русла равны: ω = 720 м^2, χ = 470 м, R = 1,53 м, а расход воды равен 749 м^3/с. Отметим, что гидравлический радиус, произвольно принятый равным 1,53 м, меньше глубины вреза (6–8 м) в 4–5 раз.

В дальнейшем расход воды в размере 749 м^3/с переносится в створ горы Кугунек, и средняя скорость течения при горизонте воды, равном 79,5 м, оказывается равной 1,74 м/с и вполне достаточной, по мнению А.С. Кесь, для выработки русла в известняках, распространенных в данном районе.

При отсутствии каких-либо указаний о среднем положении уровня воды в створе наиболее надежно можно определить наибольший руслонаполняющий расход воды. При этих условиях гидравлические элементы сечения русла у колодца Чарышли оказа-

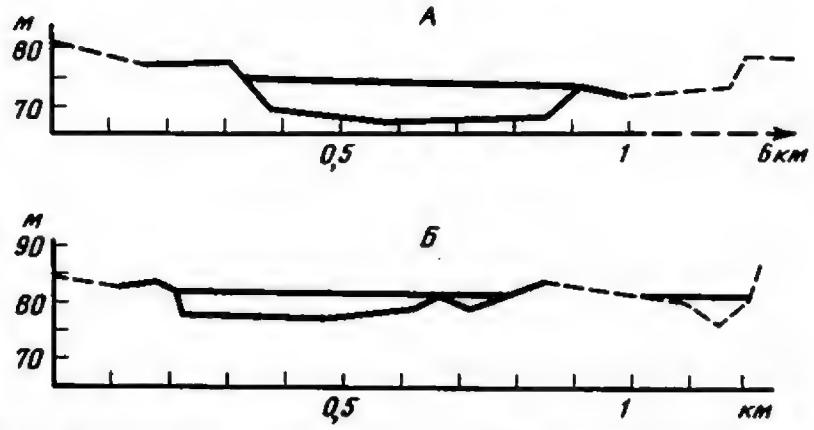


Рис. 1. Поперечные сечения русла Узбоя в створах
А – колодца Чарышли; *Б* – горы Кугунек (по А.С. Кесь)

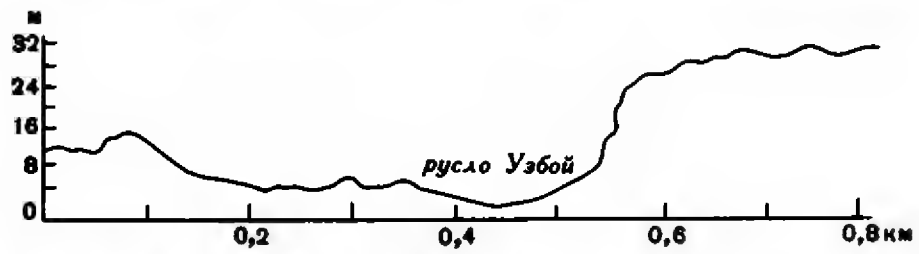


Рис. 2. Профиль через Узбой в 7–8 км выше горы Кугунек (по А.С. Кесь)

лись равными: B (ширина потока по верху) – 555 м, $\omega = 2910$ м^2, $\chi = 610$ м, $R = 4{,}77$ м, $C = 54{,}5$ м$^{1/2}$ с, $i = 0{,}0004$, v (средняя скорость течения) – 2,38 м/с, расход воды – 6930 м^3/с. В створе у горы Кугунек река текла по трем рукавам, как это видно из поперечника, построенного А.С. Кесь (см. рис. 1, *Б*). Гидравлические элементы сечений по обоим поперечникам при максимальном уровне воды приведены в таблице.

Для получения осредненного за год расхода воды логично использовать связь между максимальными и среднегодовыми расходами воды рек Амударьи и Сырдарьи, т.к. поступление воды в море и соответственно режим его уровней определяются в первую очередь стоком этих рек. Эти соотношения получены нами для Амударьи $\bar{Q} = 0{,}17 \cdot Q_{max} + 930$ и для Сырдарьи $\bar{Q} = 0{,}27 \cdot Q_{max} + 140$. Соответствующие среднегодовые расходы воды Узбоя оказались равными 2110 и 2010 м^3/с, а средний расход воды, вычисленный по этим двум формулам, равен 2060 м^3/с.

Для дальнейших расчетов использованы зависимости элементов меандра от расхода воды в виде

$$L = 44{,}0 \cdot Q^{0{,}48}$$

$$r = 0{,}66 \cdot Q^{0{,}99}.$$

Средняя для двух участков русла Узбоя длина шага меандра (L) оказалась равной 1780 м при диапазоне длин 1380–2280 м, а средний радиус меандрирования (r) – 1320 м при изменении последнего от 1060 до 1860 м. Средние расходы воды, вычисленные по этим формулам, оказались равными 2280 м^3/с и 2080 м^3/с соответственно.

Как отмечено выше, верхнее течение Узбоя, в месте перелива воды из моря, можно интерпретировать как водослив-порог. Используя данные А.С. Кесь и др., по поперечному сечению русла в створе 7–8 км выше горы Кугунек (рис. 2) имеем следующие данные: ширина русла (b) – 100–200 м, напор воды (H) – разность отметок горизонта воды (57–58 м) и дна порога (52–53 м) – равен 4–5 м, коэффициент водослива-порога (m) – около 0,4 и коэффициент подтопления водослива (σ_n) – 0,85.

Средний расход воды, рассчитанный по формуле водослива-порога

$$Q = m \cdot \sigma_n \cdot b\sqrt{2g} \cdot H^{3/2},$$

равен 2160 м^3/с, здесь g – ускорение силы тяжести (9,81 м/с^2).

Следует подчеркнуть, что оценки средних расходов воды Узбоя, полученные нами

Гидравлические элементы сечений русла Узбоя

Местоположение сечений русла	Гидравл. уклон, i	Элементы сечений русла				Коэфф. "С"	Средняя скорость, м/с	Расход воды, $м^3/с$
		B, м	ω, $м^2$	χ, м	R, м			
Гора Кугунек:								
левая протока	0,0004	440	1830	470	3,89	52,4	2,07	3780
средняя"	0,0004	130	180	150	1,20	39,8	0,87	157
правая"	0,0004	160	400	190	2,10	45,9	1,33	533
				Общий расход				4470
Колодец Чарышли	0,0004	555	2910	610	4,77	54,5	2,38	6930

тремя независимыми способами, оказались близкими. Средний из трех способов расчета расход воды может быть принят равным 2170 $м^3/с$, что несколько меньше расходов воды по Узбою, полученных нами ранее, и является уточненным по последним данным. Наши результаты расчетов совпадают с данными С.А. Ковалевского (1926), который исходил в вычислениях, видимо, из емкостей русла, но ошибочно полагал, что Узбой объединяет в себе воды Амударьи, Сырдарьи и Чу по состоянию водности последних лет на начало века.

Учитывая крайние изменения уровня моря, диапазон изменения напора воды над порогом укладывается в пределы 3,4–6,5 м, и соответственно расходы воды (по формуле водослива-порога) будут: минимальный – 944 $м^3/с$ и максимальный – 4990 $м^3/с$. Максимальный расход воды, определенный по двум поперечникам (у колодца Чарышли и у горы Кугунек), оказался равным 6100 $м^3/с$. Тогда по двум способам расчета средний максимальный расход воды равен 5540 $м^3/с$. Таким образом, амплитуда изменения расходов воды (одна из простейших характеристик изменчивости стока) Узбоя составила 4500 $м^3/с$, т.е. примерно равна двум нормам стока.

По новейшим геологическим (Хондкариан, 1977) и археологическим данным[1], начало стока по руслу Узбоя относится к раннему голоцену (VI–V тыс. до н.э.), времени наполнения Арало-Сарыкамышской впадины до горизонта 72–73 м и образования пропила у горы Кугунек. Когда пропил достиг отметки 52–53 м, уровень моря стабилизировался и на берегах его была сформирована 57–58-метровая терраса (древнеаральская стадия).

Со II тыс. до н.э. в связи с понижением уровня Арала сток по Узбою затухает. Новая, сравнительно кратковременная стадия существования Узбоя относится к так называемой малой ледниковой эпохе и охватывает период с начала XIV до конца XV в.

В это время средневековый Окс, вливаясь в Каспийское море, служил водным путем для торговых сношений Европы, Индии и Китая.

ЛИТЕРАТУРА

Гедройц А. Предварительный отчет о геологических исследованиях на сухих руслах Амударьи.// Изв. РГО. 1882. Т. 18. С. 77–104.

Глуховской А.И. О пропуске вод реки Амударьи в Каспийское море и о значении водного Аму-Дарьинско-Каспийского пути. СПб. 1839. 28 с.

Кесь А.С. Русло Узбой и его генезис. М. 1939. 121 с. (Тр. ИГ АН СССР. Т. 30).

Ковалевский С.А. Красноводск–Узбой–Нефтедаг: (К познанию нефтяных месторождений Закаспия).//Неф. и сланц. хоз-во, 1926. Т. 10. №.6.

Коншин А.М. Сарыкамышский озерный бассейн и западный Узбой.// Изв. РГО. 1885. Т. 21. С. 202–218.

Мамедов Э.Д., Трофимов Г.Н. Голоценовые плювиальные озера пустынь Закаспия.//История озер в СССР: (Тез. докл. VI Всесоюз. совещ.). Таллин. 1983. С. 136–137.

[1] А.В. Виноградов – устное сообщение.

Стебницкий И.И. Обзор сведений о прежнем течении Аму-Дарьи в Каспийское море.//Изв. Кавк. отд. РГО. 1886. Т. 4. № 2. С. 56–94.
Хондкариан С.О. Трансгрессивные фазы развития Аральского бассейна в голоцене.//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1977. С. 35–36.
Шульц В.Л. Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат. 1965. 286 с.

УДК 551.345:551.328.2:551.791:551.583.7

Ю.К. ВАСИЛЬЧУК, О.М. ПЕТРОВ, А.К. СЕРОВА

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ЗАЛЕЖИ ПЛАСТОВОГО ЛЬДА В КАЗАНЦЕВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГЫДАНА

Значение роли прямых индикаторов палеогеографической ситуации при решении задач реконструкции фациальной и климатической обстановки в прошлом очевидно. Вероятно, прежде всего этим объясняется и возросшее в последнее время внимание к изучению пластовых льдов, являющихся достаточно яркими геологическими образованиями, во многих случаях облегчающими решение сложных задач по восстановлению генезиса и условий образования вмещающих их толщ. Однако нередко даже их собственный генезис становится предметом острой полемики, ввиду невозможности его однозначной трактовки. Одни и те же признаки пластического течения в толще льда трактуются в одном случае как свидетельство глетчерной природы залежи (Каплянская, Тарноградский, 1978; Соломатин и др., 1981; и др.), в другом – как указание на ее внутригрунтовое происхождение вследствие диагенеза сильноувлажненной грунтовой толщи при промерзании (Корейша, Хименков, Брыксина, 1983; и др.). Мы уже указывали (Трофимов, Васильчук, 1983) на то, что даже признание глетчерной природы льда – это еще не полное решение вопроса о палеофациальной обстановке среды его захоронения, поскольку даже лед горно-долинного выводного ледника мог переноситься по морю и консервироваться в морских осадках у противоположных берегов на значительных расстояниях от районов своего происхождения. Вполне вероятно, что именно такой тип захоронения льда встречен В.И. Соломатиным с сотрудниками (1981) на севере Гыдана в существенно засоленных мерзлых толщах, нередко насыщенных фораминиферами (Баду, Трофимов, Васильчук, 1982). Надо еще отметить, что степень минерализации самих пластовых льдов практически во всех описанных местонахождениях залежей весьма невысока и редко превышает 0,01% (Анисимова, Крицук, 1983; Дубиков, 1983), что, если игнорировать остальные признаки, вполне согласуется с представлениями об их первично-глетчерной природе. В этом плане нам представляется весьма интересным рассмотреть находку залежи существенно более засоленного (в 10–15 раз больше) пластового льда в разрезе водораздельной казанцевской равнины (в ее сниженной части), описанной нами в среднем течении р. Танама, в 6 км северо-восточнее устья р. Сябуяха. В обнажении здесь сверху вниз вскрыты:

Глубина, м

Песок желтовато-серый, мелкозернистый, пылеватый, с прослоями ожелезнения, с редкими включениями окатанной древесины – плавника; в верхней части с небольшими линзами голоценовых торфяников. Криотекстура песка массивная и редкослоистая тонкошлировая. 0,0–4

Суглинок темно-серый и коричневато-серый, в верхней части легкий, ниже – средний и тяжелый, мелкооскольчатый, замещающийся по простиранию на глубине 16,7–19,5 м глиной темно-серой со стальным отливом, вмещающей гравий, гальку, мелкие валуны и целые створки раковин моллюсков. 4–19,5

На глубине 16,8 м в обнажении вскрыт пласт льда видимой мощностью более 2 м, шириной в основании более 3 м (рис. 1). Лед в основном прозрачный, но иногда в нем отмечаются зоны субгоризонтального простирания, насыщенные крупными пузырька-

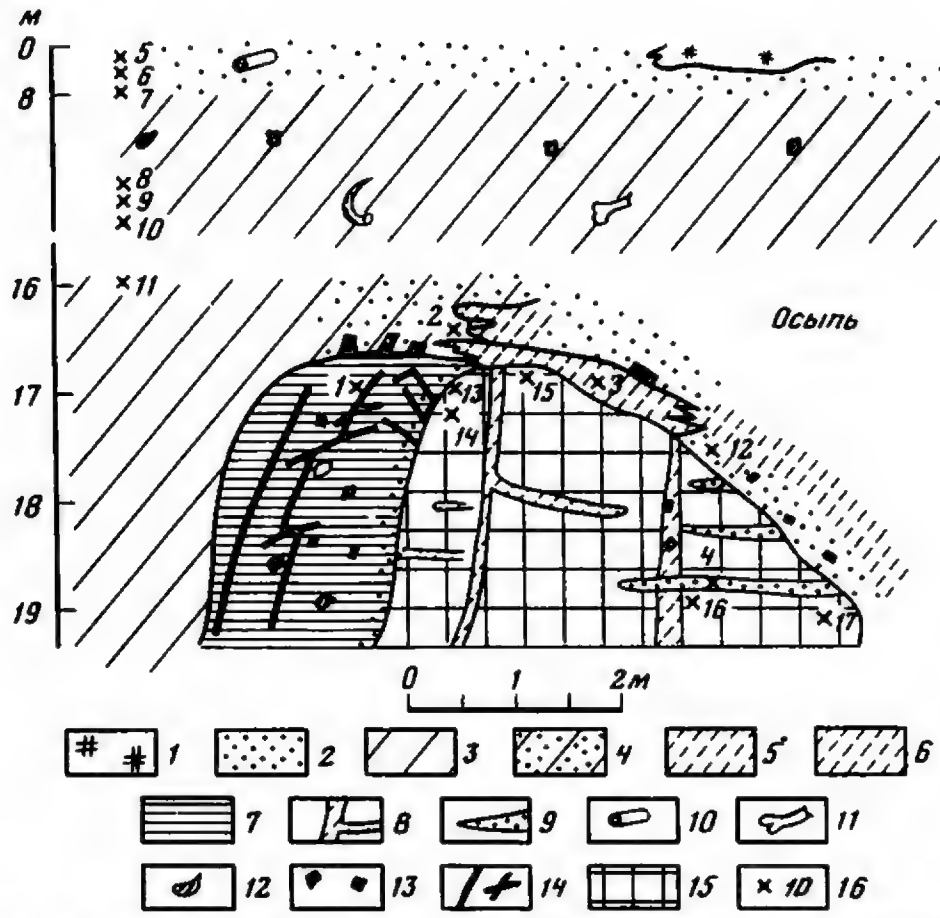


Рис. 1. Погребенный припайный лед в прибрежно-морских казанцевских отложениях склона долины р. Танама

1 – торф; *2* – песок; *3* – суглинок; *4* – суглинок опесчаненный; *5* – супесь опесчаненная; *6* – супесь; *7* – глина темно-серая с голубоватым отливом; *8* – супесчаные "дайки-штоки"; *9* – прослои песка во льду; *10* – плавник; *11* – костные остатки; *12* – раковины моллюсков; *13* – галька, валуны; *14* – толстые шлиры льда; *15* – лед пласта; *16* – места отбора и номера образцов (соответствуют номерам в табл. 1 и 2)

ми воздушных включений, их размеры 0,2Х0,5 см. На глубине 18,7 м во льду находится горизонтальный прослой коричневого песка мощностью 4 см, на контакте с которым лед также стекловатый, насыщенный газовыми включениями. В левой части пласта прослой песка пересекает субвертикальный шток, состоящий из супеси и песка с включениями крупной гальки диаметром до 3 см. Над горизонтальным прослоем песка отмечено еще два тонких песчаных слоя мощностью до 3 см. В правой (см. рис. 1) части пласта расположение минеральных включений также достаточно своеобразно, что отчетливо видно на рис. 1. Такая морфология ледяного тела свидетельствует о весьма активном воздействии на него скалывающих напряжений, скорее всего происходивших постгенетически.

Весьма информативны данные о солености льда (табл. 1). Разные части пласта характеризуются существенно различной минерализацией, причем важно то, что какой-либо отчетливой тенденции в изменении засоленности по разрезу наметить не удается. В апикальной части пласта наблюдаются колебания в степени минерализации от 0,009 до 0,039%, в дистальной она колеблется от 0,004 до 0,015%. Это дает основание думать, что либо пласт льда долгое время находился в морской воде (или из нее образовался), если его генезис аллохтонный, либо в сложении пласта принимает участие лед, образовавшийся в результате внедрения воды из разных по степени минерализации водоносных горизонтов, если он внутригрунтовый – автохтонный. Считать это следствием дифференциации засоления по объему в процессе замерзания воды менее обоснованно, так как тогда в распределении минерализации во льду была бы более выражена какая-нибудь определенная тенденция. Монолитное в целом строение ледяного тела, как нам представляется, скорее свидетельствует о единовременном его образовании. Это могло быть захоронение плавучей льдины, законсервировавшейся в прибрежно-морских условиях. Можно предположить, что льдина перемещалась под действием волнения по

Таблица 1

Состав и содержание водорастворимых солей в пластовых льдах и во вмещающих их казанцевских отложениях на правобережье р. Танама

№ на рис. 1	Литология	Глубина, м	Сухой остаток, %	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	pH
1.	Глина	17,0	0,508	0,049	0,103	0,137	0,004	0,002	0,141	7,7
2.	Песок	16,2	0,326	0,064	0,068	0,066	0,004	0,001	0,094	7,9
3.	Суглинок	15,7	0,204	0,061	0,020	0,023	0,004	0,001	0,046	8,5
4.	Песок	17,0	0,182	0,021	0,033	0,023	0,004	0,005	0,026	7,6
5.	Песок	2,0	0,184	0,018	0,045	0,026	0,005	0,002	0,038	6,6
6.	Песок	4,0	0,238	0,031	0,059	0,027	0,004	0,001	0,058	7,3
7.	Песок	7,8	0,804	0,043	0,182	0,305	0,014	0,012	0,242	7,2
8.	Суглинок	13,0	0,486	0,046	0,108	0,126	0,005	0,001	0,139	7,6
9.	Суглинок	14,0	0,580	0,043	0,132	0,161	0,004	0,003	0,169	7,5
10.	Суглинок	15,5	0,498	0,049	0,113	0,150	0,004	0,003	0,152	7,6
11.	Суглинок	16,0	0,542	0,055	0,119	0,152	0,003	0,001	0,166	7,7
12.	Песок	17,5	0,240	0,055	0,035	0,040	0,004	0,001	0,056	8,0
13.	Лед	17,0	0,009	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	5,8
14.	Лед	17,2	0,019	0,010	0,005	0,001	0,001	0,001	0,005	7,4
15.	Лед	16,3	0,039	–	0,004	0,018	0,001	0,001	0,006	3,2
16.	Лед	18,8	0,015	0,006	0,002	0,005	0,003	0,001	0,001	6,6
17.	Лед	19,0	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	4,5

пляжу, сложенному глинистыми породами, выпахивала грунт и толкала его перед собой. А у отвесного берега остановилась, в результате чего и сформировался субвертикальный глинистый пласт, расположенный в левой части обнажения на контакте с ледяным пластом. Достаточно высокая минерализация глины (более 0,5%) и перекрывающих пласт песков и супесей (0,1–0,3%) вполне согласуется с этим предположением. Вероятно, пласт был перекрыт сползшим со склона материалом. Впоследствии этот участок оказался под уровнем моря и здесь начали накапливаться еще более засоленные грунты – в интервале 0,0–16,0 м их минерализация достигает 0,6–0,8% (даже в песках), причем важную роль в солевом составе играют хлориды и сульфаты натрия. Ионы хлора в одном из образцов составляют 0,18%, а SO_4^{2-} – более 0,3%.

О возможности сохранения льда под образовавшимся здесь водоемом косвенно свидетельствуют и результаты спорово-пыльцевых анализов. Если в суглинках, непосредственно вмещающих пласт, явно преобладает пыльца древесных пород (скорее всего, не местного происхождения), достигая 55–60% общего числа зерен в спектре (рис. 2, табл. 2), то в вышележащих, перекрывающих пласт, более засоленных грунтах доминируют споры, а пыльца деревьев вообще малозаметна. Это свидетельствует о неблагоприятных условиях вегетационного периода во время накопления перекрывающих пласт отложений, что, вполне вероятно, могло сопровождаться суровостью геокриологической обстановки. Особенно примечателен факт увеличения содержания спор в песчаных перекрывающих грунтах тем, что вообще для песчаных отложений пляжа, судя по современным субфоссильным спектрам (Серова, 1982; Васильчук и др., 1983), как правило, присуще господство пыльцы древесных пород – даже в тундре.

Показательны результаты исследования малакофауны. Непосредственно в темно-серой глине были найдены целые раковины и обломки Ciliatocardium ciliatum (Fabricius), Nuculana pernula (Muller), а также Macoma sp. Neptunea sp. В осыпи под обнажением найдены створки раковин Astarte (Tridonta) borealis jenessae Sachs, Macoma calcarea (Gmelin), Leionucula tenuis (Montagu), Buccinium elatior (Middendorff). В экологическом отношении все моллюски, за исключением вымершего подвида A.(T.) borealis jenessae

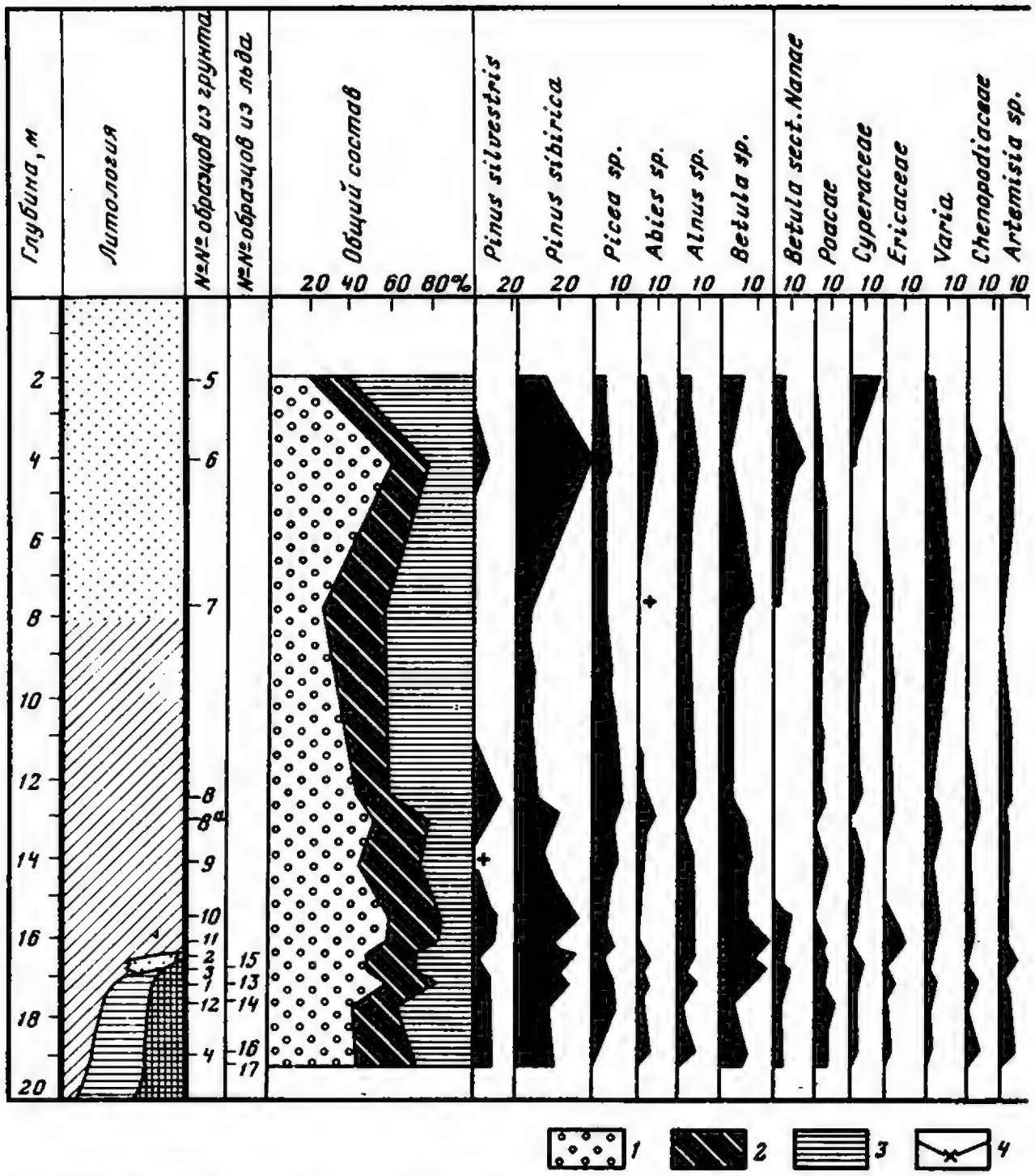
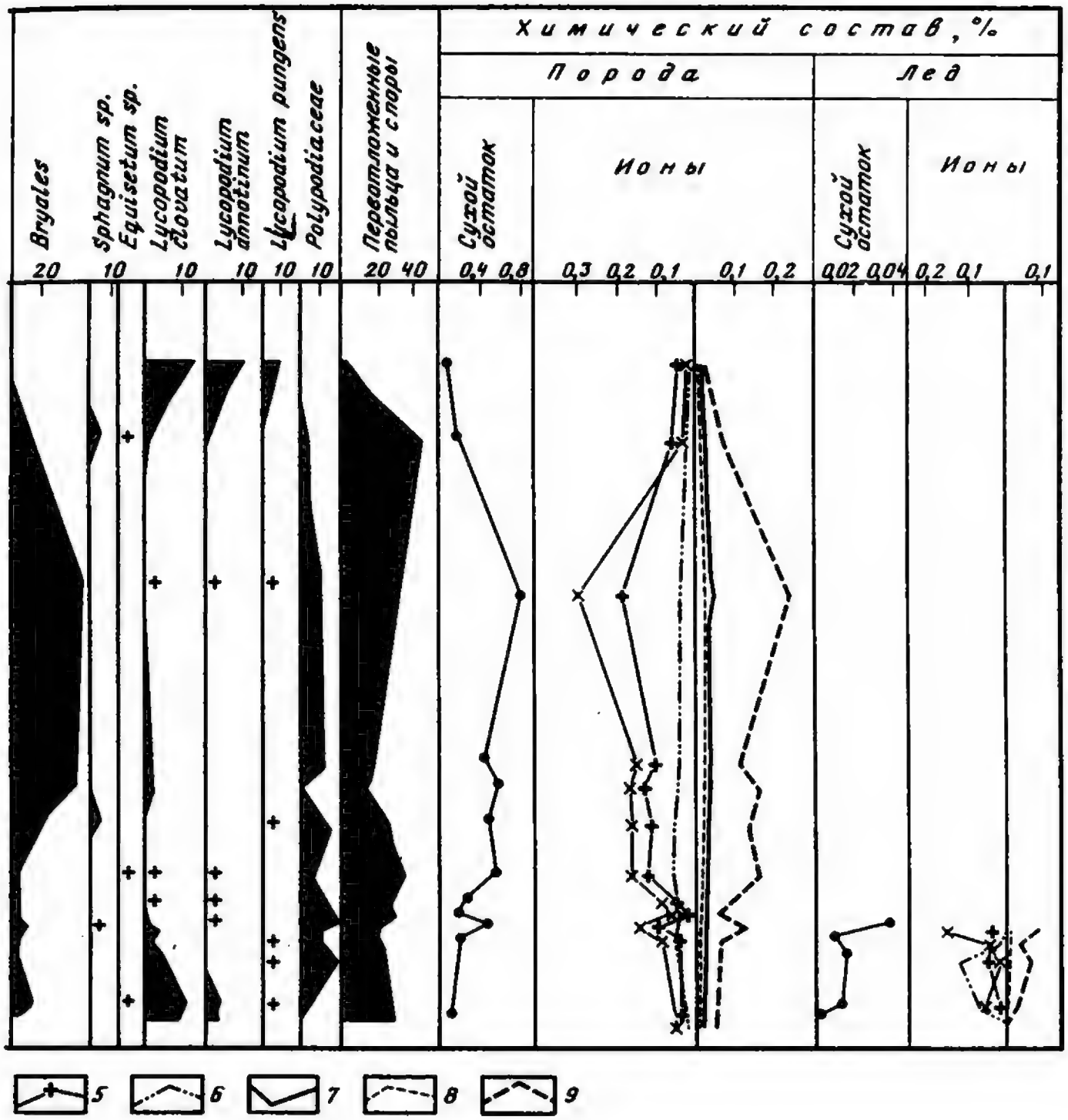


Рис. 2. Палинологическая и гидрохимическая диаграммы разреза казанцевских отложений с пластовыми льдами склона долины р. Танама

1 – пыльца деревьев; *2* – пыльца трав и кустарничков; *3* – споры (содержания пыльцы и спор каждого таксона дано в процентах от общего количества подсчитанных зерен); *4–9* – состав водорастворимых солей: *4* – сульфат-ион, *5* – хлор-ион, *6* – карбонат-ион, *7* – кальций-ион, *8* – магний-ион, *9* – ионы натрия + калия. Остальные условные обозначения см. рис. 1

Sachs, относятся к бореально-арктическим видам, живущим в арктических и бореальных морях, в водах нормальной морской солености, в том числе и в Карском море, и обитают на илистых или на песчаных грунтах. С.Л. Троицкий (1979) отмечает наличие A. (T.) borealis jenessae Sachs только в казанцевском комплексе малакофауны.

Приведенные материалы по исследованию текстурных особенностей пластовой залежи и аналитическому определению вещественного состава включений во льду и во вмещающих его грунтах позволяют думать, что в этом случае мы встретили погребенный в лагунно-морских условиях пласт льда, перекрывающийся синкриогенными прибрежно-морскими отложениями. Альтернативный вариант – внутригрунтовое эпигенетическое происхождение ледяной залежи – в силу указанных особенностей состава и строения льда нам кажется менее вероятным, хотя у нас и нет достаточных оснований для его полного исключения. Но при всех допущениях мы, вероятно, должны решительно отклонить версию о глетчерной природе этой ледяной залежи. В связи с этим весьма



уместно указать на определенное сходство структурно-текстурных особенностей этого пласта – наличие сколов, напоминающих структуры дробления, внедрение грунта по трещинам, свидетельствующее о глыбовом перемещении, и т.п. – с залежами Северного Гыдана, описанными в работе В.И. Соломатина и др. (1981). Это дает повод думать о недостаточности изучения морфологии льда и вмещающих толщ (даже весьма тщательного) для однозначного решения вопроса о способе консервации льда и обязательности привлечения комплекса данных по вещественному составу.

Полученные материалы, судя по всему, несут и достаточно важную информацию стратиграфического и палеогеографического порядка, позволяя более обоснованно судить не только об условиях образования отложений, но и о климате впоследствии. Если вывод об аллохтонности залежи справедлив, то можно говорить о весьма суровых условиях казанцевского времени на протяжении всего периода формирования толщи. При этом очевидно, что преобладание пыльцы древесных пород нельзя интерпретировать как показатель мягкого климата, а можно лишь рассматривать как индикатор фациальной обстановки, указывающий на накопление суглинков из нижней части разреза в условиях сравнительно открытого водоема, где основной фон создает пыльца, принесенная ветром из значительно удаленных районов. Подчеркнем, что сам факт сохранения залежи в течение столь длительного времени свидетельствует в пользу ста-

Таблица 2

Содержание пыльцы и спор в казанцевских отложениях склона долины р. Танама

№ образцов на рис. 1.	1	2	3	4	5	6	7	8	8[a]	9	10	11	12
Глубина, м	17,0	16,5	16,7	18,7	2,0	4,0	7,8	12,5	13,0	14,0	15,5	16,0	17,5
Пыльца деревьев	63,9	49,2	52,5	45,1	25,0	64,6	28,8	49,4	55,2	46,6	62,7	59,0	42,3
Пыльца трав и кустарничков	15,2	20,6	19,8	19,6	14,2	8,8	27,3	10,6	11,7	18,6	19,0	22,4	15,8
Споры	20,9	20,6	27,0	35,3	61,5	26,6	43,9	40,0	33,1	34,7	18,3	18,6	41,9
Pinus silvestris	7,4	–	1,7	6,9	–	3,8	–	13,1	10,7	–	12,9	11,1	8,3
Pinus sibirica	24,5	24,6	20,6	17,3	7,0	37,9	9,4	16,0	20,4	14,4	26,4	16,8	16,0
Picea sp.	8,7	1,4	5,1	0,7	2,5	2,5	4,3	12,3	8,0	11,8	3,7	4,9	9,7
Abies sp.	1,2	2,7	5,1	2,1	–	2,5	–	2,2	5,4	1,7	2,5	0,9	–
Alnus sp.	6,7	4,1	2,8	12,5	1,8	6,3	2,8	2,9	–	5,9	4,3	4,9	–
Betula sp.	15,4	16,4	21,7	12,5	8,1	6,3	11,5	2,9	10,7	16,9	12,3	19,5	6,4
Salix sp.	–	–	–	–	5,6	1,2	0,7	–	–	–	0,6	0,9	1,9
Betula sect. Nanae	4,3	1,4	5,1	0,7	3,9	–	1,4	–	–	–	8,0	4,9	0,6
Alnaster sp.	–	–	–	–	0,4	–	–	–	–	–	–	–	–
Poaceae	1,2	3,4	3,4	4,9	–	2,5	2,9	0,7	–	4,2	–	1,3	5,1
Cyperaceae	0,6	1,4	2,8	0,7	9,1	–	6,5	0,7	–	3,4	0,6	–	1,3
Ericaceae	5,5	2,7	2,2	2,1	–	–	0,7	2,9	3,6	–	3,1	7,1	0,6
Chenopodiaceae	0,6	–	–	1,4	–	2,5	–	1,4	0,9	–	1,8	0,4	–
Varia	1,8	2,8	2,9	4,9	0,8	3,7	9,9	3,5	4,5	4,9	1,8	3,8	1,8
Artemisia sp.	0,6	8,9	3,4	4,9	–	2,5	2,2	1,4	2,7	5,9	3,7	4,9	6,4
Bryales	0,6	7,5	3,4	–	–	13,9	30,2	24,0	24,1	12,8	0,6	2,7	7,7
Sphagnum sp.	–	–	0,6	–	–	1,2	–	–	–	0,8	–	–	–
Polypodiaceae	14,8	19,2	13,5	8,3	0,4	3,8	12,2	12,4	3,6	19,7	9,8	13,7	20,6
Lycopodium clavatum	4,9	2,1	6,2	19,3	26,0	2,5	0,7	3,6	5,4	1,7	1,8	1,8	9,7
Lycopodium annotinum	0,6	1,4	3,4	5,6	16,5	–	0,7	–	–	–	4,9	0,4	1,3
Lycopodium pungens	0,6	0,7	0,6	–	17,9	–	–	–	–	–	3,1	–	2,6
Переотложенные пыльца и споры	22,4	30,8	22,9	32,4	0,3	45,0	33,8	22,9	16,4	26,3	34,0	27,1	26,1
Общее число подсчитанных зерен	420	422	462	426	286	242	349	358	268	320	504	620	422

бильности геокриологической обстановки в этом районе на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена, он, во всяком случае, указывает на то, что мерзлые породы здесь никогда не оттаивали. Вероятно, палеореконструкции казанцевской эпохи, указывающие на мягкий климат этого этапа, основанные исключительно на палинологических данных, нуждаются в определенном пересмотре.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимова Н.П., Крицук Л.Н. Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда.//Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1983. С. 230–239.

Баду Ю.В., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты.//Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР. 1982. С. 13–24.

Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Серова А.К. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала.// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1983. № 52. С. 73–89.

Дубиков Г.И. Геохимические исследования пластовых льдов и мерзлых пород.//Вопросы региональной и инженерной геокриологии. М.: Стройиздат, 1983, с. 52–73.
Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты.//Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1978. Т. 297. С. 65–76.
Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С. Условия залегания и строение пластовых залежей подземного льда района оз. Ней-То (п-ов Ямал) .//Вопросы региональной и инженерной геокриологии. М.: Стройиздат. 1983. С. 73–88.
Серова А.К. Палинологическая характеристика поверхностных проб тундровой зоны Западной Сибири.//Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень. 1982. Вып. 172. С. 86–90.
Соломатин В.И., Крючков М.В., Хлап В.Г., Коклин В.Ф. К вопросу о генезисе пластовых льдов на севере Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ. 1981. Вып. 8. С. 64–74.
Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин: Стратиграфия. Новосибирск: Наука. 1979. 292 с.
Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Синкриогенные повторно-жильные и пластовые льды в плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири.//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 4. С. 113–121.

УДК 551.793/4:551.8:551.24 (571.5)

С.А. ЛАУХИН, В.А. ПАНЫЧЕВ, Н.О. РЫБАКОВА, Л.А. ОРЛОВА,
В.В. КОЛПАКОВ, Н.И. ЛАУХИНА

ПОСЛЕДНИЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ВЕТВИ МОМО-СЕЛЕННЯХСКОГО РИФТА

В мировой рифтовой системе едва ли не самым слабоизученным звеном остается Момо-Селенняхский рифт (Милановский, 1976, Грачев, 1973; и др.). Это придает интерес результатам маршрутных исследований, проведенных нами по р. Селеннях, особенно палинологическим материалам и данным радиоуглеродного датирования, которые наряду с полевыми наблюдениями позволяют реконструировать некоторые детали палеогеографии и неотектоники северной ветви континентального Момо-Селенняхского рифта от среднего вюрма до среднего голоцена.

Полевые работы имели прикладной характер, и наблюдения, касающиеся голоценовых тектонических движений в рифте, сделаны лишь попутно. Поэтому мы не претендуем на полное и систематическое описание характера современных и позднеплейстоценовых движений в Селенняхской ветви рифта. С другой стороны, молодые тектонические движения являются одной из важнейших характеристик современных рифтов; для Селенняхской ветви Момо-Селенняхского рифта следы их не публиковались. Поэтому даже такие отрывочные сведения, основанные на фрагментарных наблюдениях, могут представлять интерес.

Верхнее и отчасти среднее течение р. Селеннях до устья р. Соурдах приурочено к дну Момо-Селенняхской рифтовой долины. Между устьями рек Тирэехтээх и Ойсордах дно рифтовой долины Селенняха резко сужается. Крутые крылья грабенов Момо-Селенняхской рифтовой системы с высокими тектоническими уступами – восточным склоном хребтов системы Черского и западным склоном хребтов Салтан-Тас и Андрей-Тас – сильно сближены. У их подножья формируются обширные увалы, сложенные колювием и моренами. В результате морфологически выраженное дно рифтовой долины Селенняха имеет ширину 5–10 км при ширине рифтовой впадины на этом участке, по данным А.Ф. Грачева (1977), 50–120 км.

В целом долина Селенняха террасирована довольно сложно. Однако большое число разновысотных уступов эрозионно-аккумулятивных террас наблюдается ниже устья р. Ойсардах при пересечении рифтового хребта там, где р. Селеннях меняет свое течение с субмеридианального на субширотное и покидает рифтовую долину. Вероятно, там число террасовых уровней существенно превышает количество цикловых террас за счет молодых дифференцированных поднятий. В месте же сужения выше р. Ойсардах

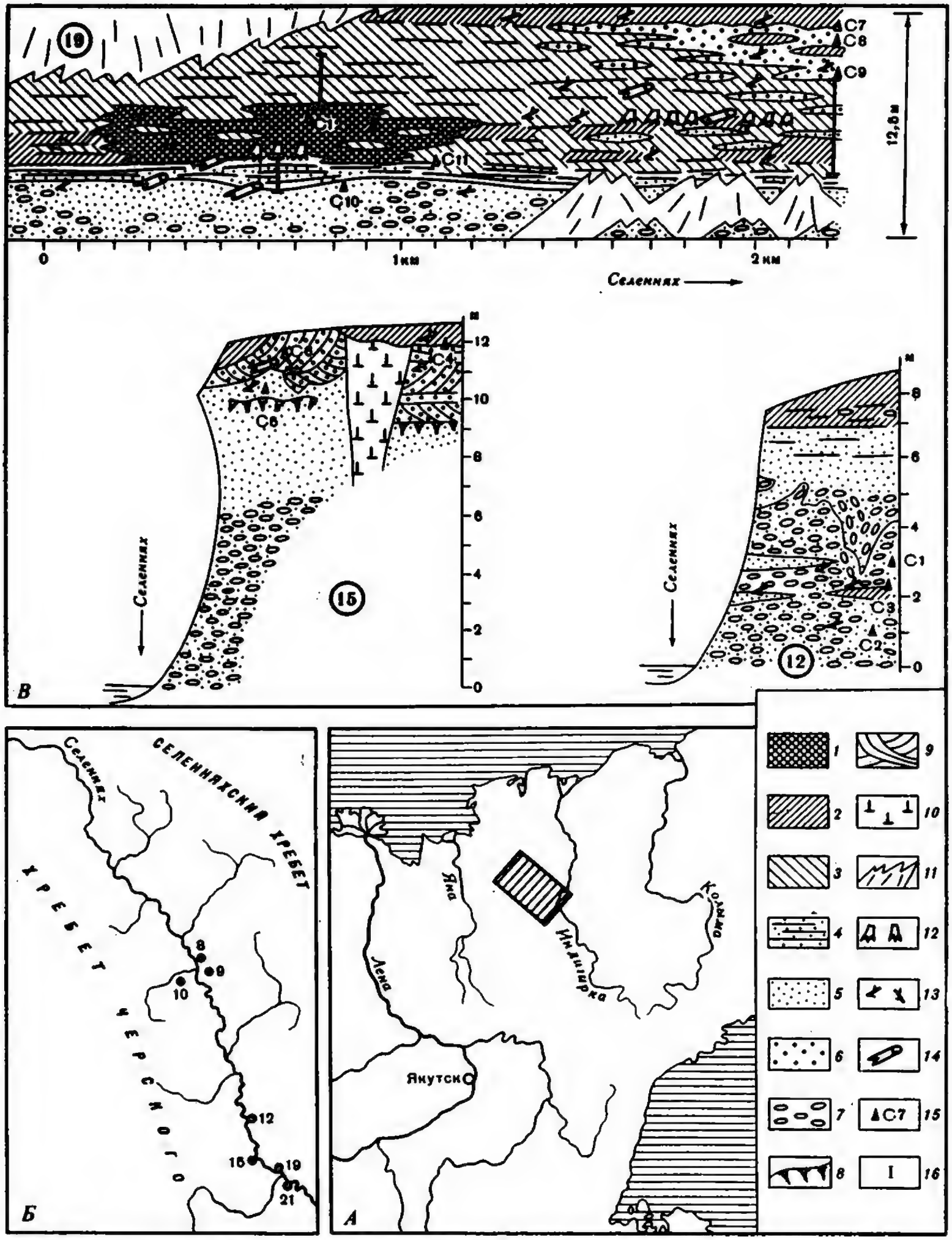


Рис. 1. Расположение района исследований (*А*), изученных разрезов (*Б*) и схемы строения обнажений (12, 15 и 19) низких террас р. Селеннях (*В*)

1 – торф; *2* – суглинки; *3* – супеси и алевриты; *4* – переслаивание песков и супесей; *5* – пески; *6* – гравий и дресва; *7* – галечники; *8* – погребенная почва; *9* – горизонтальная и косая слоистость; *10* – лед; *11* – осыпь; *12* – погребенные пни в прижизненном положении, пневый горизонт; *13* – обломки древесины, ветки; *14* – стволы деревьев; *15* – места взятия образцов на радиоуглеродное датирование и их значения: С1 – 28690 ± 280 лет назад (л.н.) СОАН-2156; С2 – 44360 ± 1430 л.н. СОАН-2157; С3 – 39760 ± 930 л.н. СОАН-2158; С4 – 8600 ± 110 л.н. СОАН-2159; С5 – 8725 ± 85 л.н. СОАН-2160; С6 – 8230 ± 95 л.н. СОАН-2161; С7 – 4770 ± 110 л.н. СОАН-2162; С8 – 7015 ± 60 л.н.

террасы частично перекрыты ледниковыми и склоновыми образованиями, но главным образом погребены под более молодым аллювием за счет интенсивных опусканий плейстоцена–голоцена. Благодаря чему вскрытая скважинами мощность антропогена в Селенняхской ветви рифта достигает 90–120 м, а в Момской ветви рифта, возможно, превышает и 200 м (Хруцкий и др., 1977; Геологическая карта..., 1980; Грачев, 1977; и др.). Выше р. Ойсардах на дне рифтовой впадины наиболее распространены пойма и надпойменные террасы высотой 7–9 и 12–14 м. Последние тяготеют к бортам долины. В осевой же части рифтовой долины развиты в основном обширные массивы поймы с многочисленными озерами диаметром до 2 км и более при ширине русла Селенняха 60–90 м. Под голоценовым аллювием поймы погребены отложения конца плейстоцена. Во многих местах среди поймы на большом удалении от полей развития надпойменных террас в русле и на косах Селенняха, попадается обильная фауна верхнепалеолитического комплекса с мелкой кабаллоидной лошадью, поздним мамонтом и т.п. Очевидно, в этих местах отложения верхнего плейстоцена погребены неглубоко под голоценовым аллювием поймы и размываются современным руслом Селенняха.

В верхнем течении р. Селеннях, в 4,6 км к северо-западу от оз. Казакчан-Тылырын, в обн. 12 (рис.) вскрыт разрез террасы высотой 9 м. По геоморфологическим данным, эта терраса приурочена здесь к внутривпадинной перемычке. Судя по строению разреза и морфологии, в этом месте терраса не нарушена более молодой, "наложенной", тектоникой.

Внизу обнажения вскрываются галечники русловых фаций. Выше залегают пески прирусловой отмели. Венчают разрез алевриты пойменных фаций. По палинологическим данным, галечники накапливались в условиях сильной заболоченности и климата более мягкого, чем современный. За пределами болот произрастала тайга более южного облика, чем современная. Ареал ели и сибирского кедра в то время хотя и не достигал верховий Селенняха, но был продвинут севернее современного положения. Древесина из галечников имеет возраст 39760±930 и 44360±1430 л.н., из кровли же их – 28690± ±280 л.н. В нижней части песков резко увеличивается роль пыльцы кустарниковых форм березы и ольховника (существенно больше, чем в субрецентных спектрах). Увлажненность несколько уменьшается. В верховья Селенняха сместилась зона лесотундры. Видимо, в это время формировались ледяные жилы, псевдоморфозы которых захватывают низы слоя песков и проникают в галечники. Верхи песков накапливались в условиях тундростепей. Таким образом, формирование террасы высотой 9 м в верховьях Селенняха началось в каргинское время, происходило в оптимум и вторую половину его, а завершилось во время развития сартанского оледенения.

Это и ряд других обнажений показывают, что для каргинско-сартанской террасы в субмеридиональной части долины Селенняха нормальной является высота 7–9 м. Вместе с тем наблюдаются сегменты аномально высоких более молодых террас.

В среднем течении р. Селеннях, в 2 км к северо-западу от устья р. Сытыган, левобережная терраса Селенняха высотой 12–13 м в обн. 19 (см. рис.) прислонена к крутому обрыву северо-восточного плеча рифта (южные отроги Селенняхского хр.), сложенному гранитами. Внизу обнажения вскрываются пески с гальками русловых фаций. Выше залегает пачка (2,6–4 м) переслаивания серых супесей и суглинков с растительной трухой, обломками веток и стволов деревьев – пойменные фации. В кровле их прослежен погребенный пневый горизонт. В верхней по течению части обнажения эта пачка замещается линзой погребенного торфяника (старичные фации). Венчается разрез пачкой (5,5–6,5 м) супесей серых, горизонтально- и волнистослоистых, часто неслоистых, залегающих конкордантно. На прислонении к гранитам супеси частично замещаются вверху плохоокатанным дресвяником гранитов. В верхних супесях также обильны обломки веток и стволов деревьев.

СОАН-2163; С9 – 7910 ± 70 л.н. СОАН-2164; С10 – 9050 ± 70 л.н. СОАН-2165; С11 – 8710 ± 80 л.н. СОАН-2166; С12 – 8900 ± 120 л.н. СОАН-2167; *16* – палинологически изученные интервалы разреза в обн. 19

Верхи слоя русловых песков, торфяник и пойменные супеси ниже пневого горизонта накапливались 9–8,7 тыс. лет назад (см. рис.) в климатических условиях, судя по палинологическим данным, близких к современным. Лишь вверху пойменных фаций в заметных количествах появляется пыльца древовидной березы, которая в настоящее время здесь не произрастает. Констративная часть аллювия накапливалась 7–7,9 тыс. лет назад в условиях более теплого климата и разреженных лиственничных лесов. Ареал ели, древовидной сосны и березы вновь приблизился к бассейну Селенняха. Одновременно резко уменьшается заболоченность, что может служить показателем увеличения сухости. Последнее обстоятельство наряду с разреженным древостоем могло способствовать активизации физического выветривания гранитов и интенсивному поступлению их дресвы в аллювий. Завершилось констративное осадконакопление около 4,5 тыс. лет назад.

Потепление 7–8 тыс. лет назад привело к усилению таяния "вечной" мерзлоты и повышению паводков. Это могло явиться причиной смены перстративной фазы накопления аллювия на констративную (Лаврушин, 1963). Констративному осадконакоплению способствовала активизация поступления склонового материала в это же время[1]. Нельзя исключать и возможность тектонических опусканий 7–9 тыс. лет назад, что также привело бы к констративному осадконакоплению. В данном случае важно, что за последние 4,5 тыс. лет голоценовая терраса, прислоненная к "пассивному" плечу рифта, была поднята по меньшей мере на 7 м выше уровня современной высокой поймы, т.е. поднятие здесь плеча рифта за последние 4–4,5 тыс. лет имело среднюю скорость 1,5–1,8 мм/год. При этом ни в разрезе, ни в рельефе следов сейсмодислокаций не обнаружено.

По данным А.Ф. Грачева (1977), мощность среднеплейстоценовой–голоценовой молассы в Момо-Селенняхском рифте достигает 200 м, что соответствует скорости опускания за последние 400 тыс. лет около 0,5 мм/год. В верховьях Селенняха (район пос. Сайылык и устья р. Тирэехтээх) эти цифры значительно скромнее: мощность среднеплейстоценовых-голоценовых отложений там – соответственно 44 и 53 м, а средние скорости опусканий – 0,11 и 0,12 мм/год. Для сравнения скорость прогибания Южно-Байкальской впадины (средняя за 30 млн лет) составляет 0,25 мм/год (Грачев, 1977), т.е. приблизительно средняя между крайними значениями скорости опускания в Момо-Селенняхском рифте (0,11 и 0,50 мм/год).

Известно, что в континентальных рифтах амплитуда прогибания выше, чем амплитуда поднятий. В Момо-Селенняхском рифте рифтообразующие "активные" разломы приурочены к юго-западному "активному" плечу рифта (Грачев, 1977). Следовательно, поднятия "пассивного" плеча рифта в районе обн. 19, в 3–15 раз превышающие интенсивность средних скоростей опусканий, могут быть лишь локальными, сравнительно кратковременными.

Ниже по течению на правом берегу р. Селеннях подмывает 6,5-метровую террасу (обн. 21), сложенную до высоты 4–4,5 м песками прирусловой отмели, а выше – супесями пойменных фаций. Древесина из верха песков имеет возраст 5490±80 л.н. (СОАН-2168). По возрасту терраса соответствует пойме. Однако прирусловая отмель современной поймы Селенняха обычно достигает 1–1,5 м, т.е. на 3 м ниже, чем в обн.21. На те же 3 м поверхность террасы в обн. 21 выше современной поймы. Такую аномалию высоты и строения разреза среднеголоценовой террасы наиболее вероятно объяснить тектоническим поднятием последних 5,5 тыс. лет. Обн. 21 находится в приосевой зоне рифтовой впадины на значительном удалении от подножий рифтовых хребтов, но всего в 5 км к югу от обн. 19. Здесь средняя за 5,5 тыс. лет скорость поднятия достигает 0,5 мм/год. Вероятно, здесь мы имеем дело с флангом того же поднятия, которое в обн.19 достигает скорости 1,5–1,8 мм/год. Затухание скоростей поднятия на столь коротком расстоянии позволяет предполагать, что эта зона поднятий не является продольной по отношению к рифтовой впадине.

---

[1] Следов оледенения в окрестных горах не наблюдается.

Аномальные высоты низких террас Селенняха в рифтовой впадине не всегда обусловлены только тектоническими поднятиями, но часто связаны с последним оледенением хр. Черского.

Следов полного перекрытия долины Селенняха ледником не наблюдалось. Однако по выводным троговым долинам ледники выходили в центральные части дна рифтовой впадины. Так, в верхнем течении Селенняха по выводной долине р. Кюрбэ-Юрэх (обн. 8–10) ледник подходил к современному руслу Селенняха и почти перегораживал дно рифтовой впадины. Здесь вдоль русла Селенняха по его правому берегу четко прослеживаются три гряды конечных морен последнего оледенения. Гораздо чаще вдоль современного русла Селенняха наблюдаются флювиогляциальные отложения. Так, между устьями рек Тирэехтээх и Куранах в подмываемых обнажениях поймы среди супесей и суглинков пойменных фаций иногда наблюдаются крупные линзы флювиогляциального гравия и крупнозернистого песка. Чаще флювиогляциальные отложения входят в состав террасовых отложений, образуя аллювиально-флювиогляциальные пачки или перекрывая в террасах аллювий. На правом берегу Селенняха, в устье р. Талая, в обн. 15 (см. рис.) в таких флювиогляциальных отложениях обнаружены обломки древесины, которые удалось датировать радиоуглеродным методом – 8725 ± 85, 8600 ± ± 110 и 8230 ± 95 л.н.

В устье р. Талая терраса Селенняха высотой 12,5 м обнажается в приосевой зоне рифтовой впадины и удалена на несколько километров от юго-западного "активного" плеча рифта (хр. Черского). Здесь на водоразделах хр. Черского развиты свежие ледниковые цирки, от которых к дну рифтовой впадины опускаются выводные ледниковые долины. Одна из таких долин открывается против обн. 15. Поверхность террасы здесь имеет зандровый рельеф, и верхняя часть (до глубины 2–3 м) террасы сложена флювиогляциальными отложениями – плохо окатанной дресвой гранитов с характерной диагональной слоистостью. Эти граниты слагают ближайшие склоны хр. Черского. Дресвяники в разрезе террасы подстилаются песками и галечниками аллювиального или аллювиально-флювиогляциального происхождения (см. рисунок).

Древесина из флювиогляциальных отложений, очевидно, принадлежала деревьям и кустарникам, произраставшим на террасе непосредственно перед тем, как зандры деградировавшего оледенения достигли современного положения русла Селенняха. Зандры же, наложенные на террасу и обусловившие аномальное повышение ее уровня, образовались при интенсивном таянии ледников хр. Черского во время главного термического максимума голоцена. Последний в Якутии, согласно Н.А. Хотинскому (1977), приходится на время около 8 тыс. лет назад.

Как здесь, так и в других местах Селенняхской ветви рифта сегменты террас, аномально завышенные за счет флювиогляциальных отложений, имеют тесную пространственную связь со свежими ледниковыми формами рельефа. Это наряду с литолого-фациальным составом отложений и характером строения разреза позволяет отличать их от сегментов террас деформированных молодыми и современными тектоническими движениями.

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют о том, что скорость, динамические фазы и другие особенности осадконакопления в Селенняхской рифтовой впадине четко реагировали даже на довольно слабые изменения климата в течение голоцена. Однако, несмотря на это обстоятельство, а также несмотря на осложняющее влияние последнего оледенения, современного и ископаемого криогенеза, в Селенняхской ветви Момо-Селенняхского рифта удается выявить следы молодых и современных тектонических движений даже там, где нет признаков сейсмотектоники[2]. Средние за последние 400 тыс. лет скорости новейших опусканий рифтовой впадины в Селенняхской ветви рифта в целом близки к известным (Грачев, 1977) средним многолетним

[2]Следы сейсмотектоники достаточно широко и ярко проявлены в Селенняхской ветви Момо-Селенняхского рифта. Однако описание их не входит в задачи данной статьи. Упоминания о них имеются в ряде работ (Грачев, 1973; 1977; и др.).

скоростям опусканий в других континентальных рифтах: Байкальском, Рейнском и др. Наряду с ними имеют место локальные подвижки значительно (в 3–10 раз и более) большей интенсивности.

ЛИТЕРАТУРА

Грачев А.Ф. Момский материковый рифт. // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.:НИИГА. 1973. Вып. 8. С. 56–75.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра. 1977. 247 с.

Геологическая карта Северо-Востока СССР, м-б 1:1 500 000/Под ред. М.Е. Городинского. Магадан: СВПГО. 1980.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 266 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. 1976. 279 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 1977. 200 с.

Хруцкий С.Ф., Кондратьев К.А., Рыбакова Н.О. Разрез кайнозойских отложений в грабенах Приморского шовного разлома (Яно-Омолойского междуречья). // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ. 1977. Вып. 16. С. 89–109.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Л.А. РАГОЗИН, А.И. ШЛЮКОВ

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ УЛАЛИНСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ".

Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1984, № 5.

Рецензируемая статья продолжает серию публикаций, посвященных Улалинской стоянке в Горном Алтае. Первоначально о находках на склоне террасы р. Улалинка (в г. Горно-Алтайск) древнепалеолитических предметов известил А.П. Окладников в 1964 г. Тогда он высказал мнение об ашельском, точнее, не древнее завершающих этапов ашеля возрасте этих предметов. Если ориентироваться на ашель Европы, то там завершающие этапы ашеля приходятся на рубеж между средним и верхним и началом верхнего плейстоцена, т.е. на время, не древнее 150 тыс. лет назад. В публикациях 70-х годов возраст находок на Улалинской стоянке постепенно удревнялся, и в настоящей публикации уже фигурирует цифра ". . . не менее 1,5 млн лет" (с. 81). Но на чем доказательном основывается это утверждение? Прежде всего следует остановиться на характеристике геологического разреза этой стоянки. В статье приведен сводный разрез по выработкам, заданным на поверхности террасы. Обращает на себя внимание существенное отличие описания разреза от того, что было опубликовано ранее О.М. Адаменко (1970) и затем автором этой рецензии (1979) на основании изучения прекрасного обнажения уступа террасы (на месте первых археологических раскопок). Так, породу слоев 5 и 6 авторы называют глиной, хотя это типичные суглинки. Породу слоя 7 авторы называют галечниками, хотя в глинистом заполнителе гальки редки, и правильнее было бы именовать этот слой глинистым с включением галек. К этому слою, как сообщают авторы, приурочены находки галечных "орудий". И О.М. Адаменко и автор рецензии считали, что слой, из которого были извлечены археологические предметы, относится к контакту плейстоценовых (по С.М. Цейтлину – верхнеплейстоценовых) и эоплейстоценовых (плиоценовых) отложений, а сам слой с находками, по С.М. Цейтлину, суглинисто-щебнистый, причем суглинки его ничем не отличаются от вышележащих суглинков. Сам этот слой, следовательно, можно считать делювиальным, содержащим примесь обломочного материала разрыхленной кровли эоплейстоценовых отложений. В противоположность этому авторы статьи рассматривают слой 7 как пролювиально-коллювиальный и относящийся к плиоценовым отложениям, залегающим ниже. Вместе с тем подошва слоя, содержащая археологические предметы, неровная, четкая, являющаяся ясной границей раздела двух разновозрастных пачек, различных к тому же и литологически.

Обосновывая возраст слоя, содержащего палеолитические находки, авторы ссылаются на данные палеомагнитных исследований и термолюминесцентного метода датирования. Что касается палеомагнитных данных, то авторы используют материалы статьи Г.А. Поспеловой, З.Н. Гнибиденко и А.П. Окладникова "О возрасте поселения Улалинка по палеомагнитным данным" (в кн.: Археологический поиск. Северная Азия. Новосибирск: Наука, 1980). Замечу, что авторы рецензируемой статьи сообщают, что Г.А. Поспелова и З.Н. Гнибиденко использовали результаты анализа". . . около 500 образцов" (с. 82), а Г.А. Поспелова и З.Н. Гнибиденко в своей статье говорят о 198 образцах. Но главное все-таки в том (и это авторы почему-то опускают), что из ряда слоев

Улалинского разреза, в том числе и из слоя с археологическими находками, отбор образцов на палеомагнитный анализ провести не удалось, о чем ясно сказано в статье Г.А. Поспеловой, З.Н. Гнибенко, А.П. Окладникова. Собственно, это видно и из рис. 2, который показывает отсутствие палеомагнитных данных в зоне перехода от прямой к обратной палеомагнитной зоне. Следует отметить, что в статье Г.А. Поспеловой и других нет рис. 2, который приведен в рецензируемой статье. Что это – творчество самих авторов? Тогда зачем же ссылаться на статью Г.А. Поспеловой и др.?

По мнению авторов, возраст средней пачки разреза (слои 5 и 6, лежащие над слоем с находками) оценивается не менее чем в 300 тыс. лет, опять же на основании предположений Г.А. Поспеловой и др., использовавших данные о структуре геомагнитного поля применительно к краснодубровой свите. Но во-первых, рассматривать эту среднюю пачку (по авторам) в качестве аналога краснодубровской свиты по меньшей мере бездоказательно, тем более что сами авторы считают ее делювиально-пролювиальной (с. 81). Еще менее доказательно относить слои 5 и 6 разреза именно к низам краснодубровской свиты, ведь их общая мощность всего 1,2 м. Краснодубровская свита – полифациальная толща широкого стратиграфического диапазона и прямо намагниченная – имеет мощность до 150 м в районе Верхнего Приобья. Мощность нижней части этой свиты – вяткинских слоев – составляет 30–40 м. С современных стратиграфических позиций (см. Стратиграфия СССР. Четвертичная система, т. 2) краснодубровская свита в Верхнем Приобье охватывает отложения среднего и нижнего плейстоцена. В этой связи совершенно непонятно, как можно в небольшом Улалинском разрезе, имеющем стратиграфические перерывы, в слоях делювиально-пролювиального генезиса мощностью 1,2 м выделять краснодубровские отложения, и именно их нижнюю часть! Во-вторых, авторам статьи следовало бы сообщить читателям, что оценка не менее 300 тыс. лет для средней пачки (слои 5 и 6) разреза сделана методом анализа структуры геомагнитного поля, о котором сами Г.А. Поспелова и др. в их статье сообщают как о методе, еще полностью не отработанном и дискуссионном. Таким образом, можно констатировать, что палеомагнитный анализ не дал возможности даже сколько-нибудь приближенно судить о возрасте слоя 7, содержащего археологические находки.

Кроме палеомагнитных данных, авторы привлекают термолюминесцентный метод датирования. Сообщается, что была получена единственная ТЛ-датировка по образцу, отобранному из слоев 8 и 9, т.е. из слоев, лежащих ниже слоя с находками. ТЛ дата оказалась "...не менее 1,5 млн лет...". Следовательно, и эта дата не вносит ничего определенного в суждение в возрасте слоя 7 – слоя с археологическими находками.

Автор рецензии считает, что в статье приведены совершенно недостаточные первичные геологические материалы: скупо и схематично описан разрез; основной слой с археологической культурой назван галечником, хотя в глинистом заполнителе гальки редки; произвольно проведена трактовка разреза, в результате чего делювиальный слой 7 отнесен к пестроцветной плиоценовой (эоплейстоценовой) пачке; также схематизирован и частью неверен рис. 1 – геологический разрез Улалинской стоянки.

Исследование геологии палеолитической стоянки и определение геологического возраста ее культурного горизонта требуют детальнейшей документации разреза отложений, объективного выявления характера границ слоев, столь же объективного проведения фациального анализа и особенно внимательного рассмотрения слоя, содержащего культурные остатки. Ведь имеют значение все мельчайшие особенности строения слоя, в том числе даже условия залегания самих археологических предметов. Словом, геологическая работа на палеолитических объектах требует от исследователя высокого профессионализма, особенно в области четвертичной геологии и палеогеографии, а также навыков работы по геологии палеолита.

Заключая свою статью, авторы касаются вопроса об орудиях Улалинки и вспоминают об обмене мнениями по этому поводу в августе 1982 г. в МГУ во время XI Конгресса ИНКВА. Действительно, тогда были высказаны сомнения о строгой документальности привязки находок и строгой документальности рисунков. Тогда же несколько известных археологов высказались в том смысле, что изделий рук чело-

века среди находок нет и что все эти находки представляют гальки, естественные или образовавшиеся в результате выветривания отдельных пород. Высказывания других археологов сводились к тому, что только несколько находок можно считать предметами труда человека, но их место сбора не имеет строгой фиксации. В связи с этим сообщалось, что ряд находок был поднят из русла ручья р. Улалинки.

Авторы статьи не археологи, и в статье археологические данные не рассматриваются. Однако, кратко сообщая и зная о результатах вышеупомянутого обмена мнениями, следовало бы более критически отнестись к содержанию статьи, особенно к тем ее фразам, где декларируется пересмотр существующих взглядов на историю человека (на основании результатов исследования Улалинки. – *С.М. Цейтлин*). Вместо этого авторы ссылаются на авторитет покойного академика А.П. Окладникова, считая, что его высокая квалификация и эрудиция"... не оставляют почвы для сомнений в наличии больших ошибок". Думается, что столь крупный ученый, внесший огромный вклад в археологию, каким был академик А.П. Окладников, не нуждается в такой защите его взглядов. Он был очень внимателен к иным воззрениям и понимал, что ничего зазорного нет в заблуждениях, возникающих при исследовательских работах, особенно в таких областях, как древнейшие этапы человеческой истории, где познанного куда меньше, чем непознанного.

Оценивая статью Л.А. Рагозина и Л.И. Шлюкова в целом, следует сказать, что она не внесла ничего существенно нового, что могло бы подтвердить исключительную древность тех находок, которые были сделаны на Улалинке. Больше того, в статье повторяются уже ранее опубликованные данные, а геологическая документация – описание разреза отложений и анализ его строения – как была схематичной и явно недостаточной, так такой же и осталась. Это обстоятельство не дает возможности читателю относиться с доверием к выводам, содержащимся в заключительной части статьи (с. 84).

По мнению рецензента, слой 7, находящийся в контактной зоне между плейстоценовыми и плиоценовыми (эоплейстоценовыми) отложениями, представляет собой переотложенную часть плиоценовой толщи, с кровлей которой могли быть связаны находки предметов, имеющих следы человеческой деятельности. При этом надо полагать, что если здесь и обитал ископаемый человек, то он жил на поверхности плиоценовых отложений, в значительно более позднее время.

С.М. Цейтлин

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

ХРОНИКА

О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В 1983 И 1984 гг.

В 1983–1984 гг. Комиссией по изучению четвертичного периода подводились итоги работы XI Конгресса ИНКВА, проведенного в Москве в 1982 году. Подготавливались и были проведены заседания курируемой руководством Комиссии Секции "Четвертичная геология и геоморфология" 27-го Международного геологического конгресса, состоявшегося в 1984 г. в Москве.

В 1983 г. произошел пересмотр и утверждение Президиумом АН СССР состава Комиссии, повлекшие за собой значительные изменения. Председателем был избран академик А.Л. Яншин, его заместителями – д.г.-м. наук М.Н. Алексеев, д.г. наук А.А. Величко, д.г.-м. наук К.В. Никифорова, ученым секретарем канд. г.-м. наук И.К. Иванова.

В состав Бюро Комиссии вошли: чл.-корр. АН СССР В.П. Алексеев, академик И.П. Герасимов, академик АН БССР Г.И. Горецкий, д. г.-м. наук Н.И. Кригер, д. г.-м. наук Ю.А. Лаврушин, академик В.В. Меннер, чл.-корр. АН СССР Е.Е. Милановский, д. г. наук М.И. Нейштадт, д. г.-м. наук Н.И. Николаев, д. г.-м. наук С.М. Цейтлин, д. г. наук Н.С. Чеботарева, д. г.-м. наук Е.В. Шанцер, канд. г.-м. наук С.М. Шик. Членами Комиссии утверждены 75 исследователей, представителей разных областей, республик и организаций, специалистов в различных областях изучения четвертичного периода.

В остальном деятельность Комиссии протекала в обычном направлении. Проводились подготовительные работы к большим совещаниям, текущие научные заседания. Выпускались в свет и готовились к печати издания. Велись работы по линии международных научных связей и текущая внутрисоюзная координационная деятельность.

КОНФЕРЕНЦИИ, СОВЕЩАНИЯ И ЗАСЕДАНИЯ

За указанные годы Комиссией по изучению четвертичного периода велись подготовительные работы к двум Всесоюзным совещаниям, утвержденным планом конференций и совещаний на 1985 г.

1. VII Всесоюзное совещание по теме "Краевые образования материковых оледенений". Организуется по инициативе Комиссии совместно с Воронежским государственным университетом, Институтом географии АН СССР и Производственным геологическим объединением "Центргеология" Министерства геологии РСФСР. Совещание будет проходить в Воронеже с научными маршрутами по территории Воронежской и Тамбовской областей. На этом совещании будут решаться спорные вопросы развития, возраста и стратиграфического положения средне- и нижнечетвертичных отложений области Донского ледникового языка и сопредельных районов, а также распространения связанных с ним полезных ископаемых. Будут решаться некоторые инженерно-геологические и другие практические вопросы.

За указанные годы Оргкомитетом совещания проведены все необходимые организационные подготовительные работы: получены соответствующие разрешения, разосланы циркулярные письма, собраны и подготовлены к печати тезисы докладов, заявленных на Совещание, и путеводители экскурсий; выработана программа.

2. Конференция "Геохронология четвертичного периода" (практическое применение методов определения абсолютного возраста молодых геологических формаций), организованная Комиссией совместно с Комиссией по изотопной геохронологии и Геологическим институтом АН СССР (ноябрь 1985 г. в Москве). В задачу ее входит обсуждение следующих вопросов: 1) результаты применения различных методов датирования в практике геологических исследований; 2) детализация геохронологической шкалы четвертичной системы; 3) обсуждение полученных за последние годы новых данных по хронологии позднего плейстоцена и голоцена, а также по датированию археологических памятников; 4) применение радиологических и изотопных методов для корреляции морских и континентальных отложений. Избран состав оргкомитета совещания, широко разослано 1-е Информационное письмо и собраны заявки на доклады совещания.

Кроме подготовки указанных совещаний, проводились организационные мероприятия по проведению в Таллине Совещания Комиссии ИНКВА по литологии и генезису четвертичных отложений, о котором будет сказано ниже.

Текущие ежемесячные научные заседания Комиссии были посвящены следующим вопросам.

1983 г. 25.01 были заслушаны доклады, связанные с морскими минеральными ресурсами:

М.Н. Алексеев. Четвертичная геология и проблема освоения минеральных ресурсов шельфов.

Л.Э. Левин. Некоторые новые данные о минеральных ресурсах плейстоценового комплекса в морях и океанах.

22.02 состоялось традиционное заседание "Сукачевские чтения", посвященное памяти академика Владимира Николаевича Сукачева:

Е.М. Малаева. К истории лесных формаций горного пояса Северной Монголии и Южного Забайкалья в позднем кайнозое.

В.П. Гричук, М.П. Гричук, Т.Д. Давидович, Н.Б. Клопотовская, М.М. Пахомов, Е.М. Малаева. Карты реконструкций растительности территории СССР в микулинское (казанцевское) и сартанское время.

И.И. Краснов, В.Э. Мурзаева. Демонстрация карты четвертичных отложений Евразии м-б 1:5 млн.

29.03 были заслушаны доклады по кайнозою Азиатской части СССР:

Д.К. Башлавин, С.Н. Жигулевцева, М.Г. Овандер. Поздний кайнозой Яно-Индигирской низменности.

В.И. Астахов, Л.Л. Исаева, Н.В. Кинд. Проблема позднеплейстоценового оледенения приенисейской Сибири.

6.12 состоялось заседание, посвященное геологии континентальных россыпей в СССР:

В.И. Коноплева, А.М. Сокольский. Позднекайнозойские эпохи россыпеобразования Востока Азии.

С.В. Пиотровский. Особенности условий формирования четвертичных отложений севера Русской платформы в связи с россыпеобразованием.

27.12 были заслушаны новые данные по стратиграфии плейстоцена Русской равнины, полученные в связи с работами сотрудников ПГО "Центргеология":

Р.В. Красненков, М.Н. Валуева. Нижний плейстоцен Окско-Донского региона (опорные разрезы и проблемы стратиграфии).

М.И. Маудина, В.В. Писарева, О.П. Кондратене, Ю.Н. Мырзин, Ф.И. Красновская. Новые данные по стратиграфии нижнего и среднего плейстоцена Одинцовского страторайона.

М.И. Маудина, А.А. Данилина, Ф.И. Красновская. Опорный разрез у совхоза "Авангард" в окрестностях г. Алексина.

1984 г. 30.01 было посвящено заседание с информационными докладами о некоторых вопросах, связанных с изучением четвертичного периода в зарубежных странах:

А.А. Величко. Проблемы палеоклиматов позднего кайнозоя Южного полушария по материалам Симпозиума в Свазиленде.

М.Н. Алексеев. О XX Сессии ЭСКАТО ООН по координации совместных исследований минеральных ресурсов шельфов Азии (Куала Лумпур, Малайзия).

28.02 состоялось заседание Комиссии, посвященное памяти академика Владимира Николаевича Сукачева, – Сукачевские чтения. Были заслушаны следующие доклады:

В.П. Гричук. Карты растительности микулинского межледниковья Европы, Евразии и Северного полушария.

В.В. Писарева, Н.С. Чеботарева. Результаты палеоботанического изучения диатомитов Оэ (ФРГ).

Я.К. Яловичева. Новые палеоботанические данные по шкловским отложениям в разрезе Нижнинский ров (Белоруссия).

20.03 проведено заседание, связанное с новейшими находками раннего каменного века на территории Азиатской части СССР:

Ю.А. Мочанов. 20 лет работы Приленской археологической экспедиции (с демонстрацией наиболее древних находок).

В.А. Ранов. Палеолит в лёссах Таджикистана.

24.04 состоялось заседание (совместно с Лабораторией истории и геологии четвертичного периода ГИН АН СССР), посвященное 70-летию члена Комиссии – известного геолога-четвертичника Павла Васильевича Федорова:

П.В. Федоров. Основные проблемы плейстоценовой стратиграфии и истории внутренних морей Юго-Восточной Европы.

П.А. Каплин. Вопросы выделения и корреляции четвертичных береговых линий, а также заслушан ряд приветственных выступлений.

22.05 проходило заседание с обсуждением спорных вопросов стратиграфии четвертичных отложений Центральных районов Русской равнины, в частности Рославльского страторайона:

И.П. Бирюков. Строение четвертичных отложений Рославльского страторайона.

М.Н. Валуева. Результаты палинологического изучения межледниковых отложений Рославльского страторайона.

А.К. Агаджанян, Н.И. Глушанкова. Мелкие млекопитающие из четвертичных отложений Рославльского страторайона и палеогеография.

С.М. Шик, С.Л. Бреслав. Проблемы стратиграфии нижнего и среднего плейстоцена в свете новых данных о возрасте рославльских межледниковых отложений.

5.06 в соответствии с запросом Комитета по Ленинским и Государственным премиям Комиссией было организовано и проведено совместно с Геологическим институтом АН СССР общественное обсуждение атласа-монографии "Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет"(Наука, 1982), представленного на соискание Государственной премии. Были заслушаны доклады со стороны авторов Атласа (акад. И.П. Герасимов, А.А. Величко), выступления выделенных рецензентов (Ю.М. Васильев, П.А. Каплин) и проведено общее обсуждение работы.

30.10 было проведено заседание, связанное с вопросами истории ископаемого человека:

Х.А. Амирханов. Исследование палеолита Хадрамаута (Йемен).

С.М. Цейтлин. Информация о работе Совещания в Красноярске, посвященного 100-летию открытия палеолита в Красноярском крае.

25.12 состоялось заседание, посвященное проблемам четвертичной геологии северных районов СССР. Были заслушаны доклады:

Н.М. Риндзюнская, М.В. Ревердатто, Н.Н. Недашковская, Н.М. Иванов, Э.М. Зеликсон. Генетические типы континентальных позднекайнозойских отложений Приполярного Урала.

В.В. Колпаков. Механизм формирования арктических толщ, состоящих в преобладающей части из повторно-жильного льда.

ИЗДАТЕЛЬСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В 1983 г. Комиссией по изучению четвертичного периода изданы следующие книги:

1. Бюллетень Комиссии № 52. Объем 21 а.л. (редакторы Г.И. Горецкий, И.К. Иванова).

2. Г.И. Попов. Плейстоцен черноморско-каспийских проливов (стратиграфия, корреляция, палеофаунистика, геологическая история). Объем 18,6 а.л. (редакторы Г.И. Горецкий, Ю.М. Васильев).

Всего 39,6 а.л.

Проводилась подготовительная работа по изданиям, включенным в план редакционной подготовки 1984 г.

В 1984 г. Комиссией опубликованы 2 работы:

1. Бюллетень Комиссии № 53. Объем 17 а.л. (редакторы Г.И. Горецкий, И.К. Иванова).

2. Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. Объем 20 а.л. (редакторы М.Н. Алексеев, Н.И. Николаев, В.Л. Яхимович).

Всего 37 а.л.

Сданы в печать утвержденные планом выпуска изданий 1985 г. три работы:

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 54. Объем 15 а.л. (редакторы Г.И. Горецкий, И.К. Иванова).

2. XI Конгресс ИНКВА. Итоги и перспективы. Объем 20 а.л. (редакторы М.Н. Алексеев, И.К. Иванова, М.И. Нейштадт).

3. Исследования четвертичного периода: Избранные доклады XI Конгресса ИНКВА. Объем 20 а.л. (отв. редакторы И.П. Карташов, К.В. Никифорова). Всего 55 а.л.

Проведена редакционная подготовка изданий на 1985 г. В нее вошли следующие рукописи:

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 55. Объем 15 а.л. (отв. редакторы Г.И. Горецкий, И.К. Иванова).

2. Четвертичные отложения Средней Сибири. Объем 12 а.л. (отв. редакторы А.А. Величко, Л.Л. Исаева).

3. Ю.А. Лаврушин, А.Р. Гептнер, Ю.К. Голубев. Ледовый тип седименто- и литогенеза. Объем 13 а.л. (отв. редактор Е.В. Шанцер). Всего подготовлено к сдаче в издательство 40 а.л.

РАБОТА ПО ЛИНИИ МЕЖДУНАРОДНЫХ НАУЧНЫХ СВЯЗЕЙ

За рассматриваемое время были подведены итоги XI Международного Конгресса ИНКВА, проведенного в 1982 г. в Москве.

Составлен и опубликован полный Отчет о работе Конгресса (И.П. Карташов и Р. Папе – Бельгия) объемом 10 а.л. Он содержит общие отчетные данные, протоколы заседаний Международного Совета и Генеральной Ассамблеи, список подразделений ИНКВА, список участников XI Конгресса, финансовый отчет и другие материалы. В приложении (вложенная брошюра) дан "Устав и Правила процедуры ИНКВА". Подготовлены и сданы в издательство две рукописи, упоминавшиеся выше. В одной из них – "XI Конгресс ИНКВА. Итоги и перспективы" – подчеркнута значимость отдельных разделов (их выделено 24) комплексного изучения четвертичного периода в теоретическом и практическом отношении и определены наиболее эффективные пути их развития в СССР. Другая представляет собой сборник наиболее интересных и важных докладов, сделанных на Конгрессе советскими и иностранными исследователями.

Опубликованные к Конгрессу в 3 томах (на русском и английском языках) тезисы докладов и путеводители научных экскурсий Конгресса пользуются большим спросом среди специалистов разного профиля и служат своего рода справочным материалом. Некоторые научные экскурсии, подготовленные и проведенные на XI Конгрессе ИНКВА, были настолько эффективны и интересны, что повторялись программой экскурсий 27-го Международного геологического конгресса в 1984 г.

Члены Комиссии по изучению четвертичного периода принимали активное участие в подготовке и работе 27-го Международного геологического конгресса. Руководство Секцией ОЗ "Четвертичная геология и геоморфология" осуществляли заместители Председателя Комиссии К.В. Никифорова и М.Н. Алексеев. Около 40 членов Комиссии выступало на Конгрессе с докладами на этой Секции, а также на некоторых других (01 – стратиграфия, 02 – палеонтология). Многие члены Комиссии руководили экскурсиями Конгресса (Закавказские экскурсии, Подмосковье, Якутия). В геолого-палеонтологическом музее Московского геологоразведочного института были полностью обновлены к Конгрессу витрины по истории ископаемого человека (И.К. Иванова).

Во время Геологического конгресса был проведен ряд мероприятий по линии ИНКВА. Так, состоялось заседание Исполнительного Комитета ИНКВА (президент Ю. Фор, вице-президенты М.Н. Алексеев, Б. Хагеман, Лю Дуншен); заседание Комиссии по палеогеографическим атласам (президент А.А. Величко); заседание Подкомиссии по плиоцен-плейстоценовой границе (президент Э. Агирре, вице-президент Л.К. Габуния); заседание рабочей группы по геотехническим свойствам лёссов Лёссовой Комиссии ИНКВА (президент М. Печи, председатель рабочей группы Н.И. Кригер).

Все эти заседания, на которых докладывались результаты проделанной работы и обсуждались перспективы дальнейшей деятельности, прошли весьма плодотворно.

После XI Конгресса ИНКВА была начата работа нового состава советских руководителей и членов постоянных Комиссий, Подкомиссий и рабочих групп. Она заключалась в основном в составлении планов и программ работ этих организаций на межконгрессный период. Одно из мероприятий – симпозиум Комиссии по литологии и генезису четвертичных отложений ИНКВА на тему "Методы исследования ледниковых и водноледниковых отложений в генетических и прикладных целях" планируется провести в 1985 г. в СССР – в Таллине. Необходимые подготовительные работы для этого проводятся Оргкомитетом во главе с вице-президентом указанной Комиссии А. Раукасом. Осуществлен ряд выездов советских ученых по линии ИНКВА за рубеж.

В 1983 г. в Швеции состоялся Симпозиум по изменениям климата при участии Комиссий ИНКВА по палеоклиматам и голоцену (Ю.В. Саядян); в Свазиленде (Африка) проходил Симпозиум по климатам кайнозоя в Южном полушарии (А.А. Величко). В Англии состоялось годичное собрание Комиссии по голоцену ИНКВА, посвященное вопросам палеогидрологии (А.В. Раукас).

Два заседания проекта МПГК по границе между третичным и четвертичным периодами при участии Подкомиссии ИНКВА по той же тематике прошли в 1983 г. в Испании (М.Н. Алексеев, К.В. Никифорова) и в 1984 г. в Италии (М.Н. Алексеев).

В 1984 г. состоялось заседание Комиссии по береговым линиям ИНКВА в Аргентине (П.А. Каплин).

Заместитель председателя Комиссии по изучению четвертичного периода М.Н. Алексеев, являющийся членом Комитета по координации совместных исследований минеральных ресурсов шельфа Азии ЭСКАТО ООН, участвовал в рассмотрении вопросов по четвертичной геологии, связанных с деятельностью ИНКВА в Малайзии (1983 г.) и Индонезии (1984 г.).

ТЕКУЩАЯ РАБОТА КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Текущая работа Комиссии состояла из постоянных научных и научно-организационных контактов со своими отделениями и филиалами, консультаций, даваемых производственным и научным организациям и отдельным лицам; связи с различными учреждениями, в той или иной степени занимающихся изучением четвертичного периода.

Отделения Комиссии в различных областях и республиках ведут большую и важную работу. В частности, ими была оказана огромная помощь по организации и проведению на местах научных экскурсий XI Конгресса ИНКВА и 27-го Международного геологического конгресса.

Особенно плодотворно работают: Антропогеновая Комиссия в Минске (председатель – акад. АН БССР Г.И. Горецкий), Донская Комиссия в Воронеже на базе Воронежского государственного университета (председатель – к.г.-м.наук Г.В. Холмовой), Волго-Уральская Комиссия по изучению четвертичного периода в Уфе (председатель – д.г.-м.наук В.Л. Яхимович), Сибирская секция в Новосибирске (председатель – д.г-м.наук С.А. Архипов), Отделения Комиссии в Армении, Азербайджане, Грузии и другие.

В 1983–1984 гг. ведущую роль в организации Всесоюзного совещания по краевым образованиям материковых оледенений в Воронежской области играло руководство Донской Комиссии. Деятельность Комиссий и Филиалов регулярно освещается в разделе "Хроника" Бюллетеня Комиссии по изучению четвертичного периода.

Консультации по научным вопросам были оказаны в 1983 и 1984 гг. большому количеству учреждений (Управлениям геологии, научно-исследовательским институтам, высшим учебным заведениям, краеведческим и другим музеям), а также отдельным лицам.

И.К. Иванова

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 55 1986

ПРИЛОЖЕНИЕ

Х.А. АРСЛАНОВ, Ф.А. КАПЛЯНСКАЯ, В.Д. ТАРНОГРАДСКИЙ,
Т.В. ТЕРТЫЧНАЯ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ П-ОВА ЯМАЛ

Образцы отобраны в 1979–1980 гг. Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским (ВСЕГЕИ). Анализ выполнен в Лаборатории геохронологии НИИ Географии ЛГУ Х.А. Арслановым и Т.В. Тертычной.

ЛУ-1265 **5760±120**

Торф. Из озерно-болотных отложений, выполняющих термокарстовую впадину. У полярной станции Марресале на левом берегу ручья около его устья, с высоты 5,65 м над уровнем моря.

ЛУ-1266 **7820±70**

Торф с остатками древесины. Там же. С высоты 3,95 м над уровнем моря.

ЛУ-1267 **9010±100**

Торф с древесными остатками. Из псевдоморфозы по жильному льду. Обрыв берега моря в 0,6 км южнее полярной станции Марресале. Глубина отбора 2,5 м.

ЛУ-1268 **6400±250**

Торф. Из основания озерных отложений, выполняющих термокарстовую впадину. Обрыв берега моря в 1,9 км южнее полярной станции Марресале. С глубины 3,5 м (около 18 м над уровнем моря).

ЛУ-1260 **6870±60**

Торф. На мысе Харасавай из обрыва берега моря (около 10 м над уровнем моря). Глубина отбора 0,5 м.

ЛУ-1270 **43110±1540**

Древесина. Из основной морены с эрратическим каменным материалом. Обрыв берега моря в 0,3 км к югу от полярной станции Марресале. С высоты около 19 м над уровнем моря.

ЛУ-1271А **9600±80**

Древесина (мелкие сучья или стволики). Из слоя иловатой супеси с включениями пропластков аллохтонного торфа, веток и другого растительного детрита в верхней части моренного (?) пласта. Обрыв берега моря в 9,5 км к северо-востоку от мыса Бурунный, с высоты около 14 м над уровнем моря.

ЛУ-1271В **9360±90**

Аллохтонный торф. Там же.

Датировка ЛУ-1270 относится к крупному обломку ствола диаметром не менее 30 см, извлеченному из нижней части пласта основной морены (в 0,5–0,7 м выше ее подошвы). Нижняя поверхность ствола стесана в процессе ледниковой транспортировки, на верхней есть остатки обломанных сучьев, кора отсутствует.

Эта дата может быть использована для приближенной оценки нижнего возрастного предела последнего оледенения п-ова Ямал. Очевидно, не следует предполагать, что такая древесная растительность могла существовать на Ямале или в близких к нему районах 42–45 тыс. лет назад. Скорее всего, эта древесина – речной плавник, захваченный ледником далеко от места произрастания таежной растительности; это можно рассматривать как признак существования стока Оби в Байдарацкую губу перед последним оледенением.

Псевдоморфоза по ледяной жиле, из которой взят образец ЛУ-1267, наблюдается в одной полигональной сети с ныне не развивающимися эпигенетическими ледяными жилами. Вмещающие породы – покровные пылеватые слоистые пески озерно-аллювиального (или субаэрального) происхождения мощностью до 5 м и подстилающая их морена. Датировка показывает, что около 9 тыс. лет назад произошло вытаивание части ледяных жил. В дальнейшем, вероятно уже в позднем голоцене, жилообразование возобновилось в той же сети: более молодая ледяная жила, рассекая датированную псевдоморфозу, вложена в нее.

Датировки ЛУ-1265, ЛУ-1266 и ЛУ-1268 свидетельствуют о достаточно интенсивном развитии термокарстовых процессов и накоплений соответствующих осадков в интервале 7,8–5,7 тыс. лет, а датировка ЛУ-1269 – о заметном торфонакоплении около 6,8 тыс. лет назад, что является харак-

терным для среднего голоцена северных районов Западной Сибири. Среди голоценовых термокарстовых впадин, вскрытых разрезом у Марресале, различаются сравнительно неглубокие (2,5–3,5 м), целиком заполненные осадками, связанные с вытаиванием главным образом жильных льдов, заключенных в покровной песчаной толще и верхних горизонтах морены (проба ЛУ-1268), и значительно более глубокие (более 20 м), заполненные лишь частично и связанные, очевидно, с локальным протаиванием весьма льдистых, изначально мерзлых ледниковых образований (ЛУ-1265 и ЛУ-1266).

Материал с датами 9660±80 л.н. (ЛУ-1271А) и 9360±90 л.н. (ЛУ-1271В) происходит из слоя морены, подвергшегося в начале голоцена протаиванию и солифлюкционной переработке с захоронением остатков существовавшей тогда моховой и кустарничковой растительности.

В.С. ВЕКСЛЕР, Э.И. ПРЕДЕ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРСКИХ ГРУНТОВ ВМНПО "СОЮЗМОРИНЖГЕОЛОГИЯ"

СООБЩЕНИЕ V

В сообщении приведены данные, в определенной степени отражающие геолого-геоморфологическое развитие морских бассейнов приморских и близких к ним районов Советского Союза.

РАЙОН ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Образцы на анализ предоставил Ю.П. Безродных. Образцы Ri-273, Ri-274, Ri-289, Ri-291 отобраны из морской террасы мыса Кибера.

Ri-274 **470 ± 60**

Древесина (плавник). Из отложений морской террасы 5-метрового уровня. Предполагаемый возраст – голоцен или каргинское межледниковье.

Ri-273 **8620 ± 120**

Торф. Из термокарстовой впадины. Предполагаемый возраст – голоцен.

Ri-290 **38740 ± 360**

Торф. Из отложений конуса выноса ручья. Предполагаемый возраст – каргинское межледниковье.

Ri-289 **10613 ± 350**

Растительный детрит. Из лёссово-ледового покрова аллювиально-морской террасы 5–10-метрового уровня. Предполагаемый возраст – Q_3^4.

Ri-291 **> 44573**

Торф. Из разреза рыхлого покрова шельфа. Предполагаемый возраст – Q_3^3–Q_3^2.

Ri-286 **> 31810**

Торф. Из скважины с глубины 16 м от поверхности дна в прибрежной части у мыса Кибера.

Ri-287 **8490 ± 300**

Торф. Из разреза рыхлого покрова шельфа пролива Лонга. Предполагаемый возраст – Q_3^2.

РАЙОН ПЕЧОРСКОЙ ГУБЫ

Разрез термокарстовой впадины в 1 км к западу от мыса Константиновка в Печорской губе. Образцы 230–234 предоставил И.Г. Вейнберг.

Ri-234 **4810 ± 60**

Торф, хорошо разложившийся, с глубины 0,5–0,6 м.

Ri-233 **5030 ± 300**

Торф, слабо разложившийся, с глубины 2,2–2,3 м.

Ri-232 **7650 ± 120**

Торф с примесью песка, с глубины 2,7–2,8 м.

Ri-231 **7640 ± 100**

Торф, слабо разложившийся, с глубины 2,8–2,9 м.

Ri-230 **7680 ± 100**

Торф, слабо разложившийся, с глубины 2,9–2,95 м.

Разрез торфяника в 6 км юго-западнее пос. Дресвянка, расположенного на берегу Печорской губы. Образцы 235–239 предоставил И.Г. Вейнберг.

Ri-239 **4860 ± 100**

Торф, хорошо разложившийся, с глубины 0,2–0,3 м.

Ri-238 7980 ± 80

Торф, хорошо разложившийся, с глубины 0,5–0,6 м.

Ri-237 8540 ± 100

Торф, среднеразложившийся, с глубины 0,8–0,9 м.

Ri-236 8640 ± 80

Торф, слабо разложившийся, с глубины 1,3–1,4 м.

Ri-235 8790 ± 90

Торф, слабо разложившийся, с глубины 1,4–1,45 м.

Ri-267 7835 ± 240

Древесина, отобранная в 1 км севернее пос. Фариха, расположенного на берегу Печорской губы.

Ri-294 5948 ± 150

Торф, хорошо сохранившийся, бурый, с глубины 0,8 м от поверхности в устьевом взморье р. Печора в районе о. Кашен. Образцы 277 и 293–295 предоставил О.Г. Эпштейн.

Ri-295 4148 ± 130

То же. В 0,2 м выше подошвы.

Ri-293 4694 ± 250

Торф. На верхнечетвертичной морене обнажения Вастьянский конь.

Ri-277 5055 ± 300

Торф, обугленный, черный, мощностью 30–40 см, залегающий на 1-й морской террасе на северном побережье Коровинской губы.

Ri-288 9250 ± 310

Мелкие растительные остатки, из скважины западной части п-ова Ямал. Образец предоставила О.Г. Окунева.

ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАРСКОГО МОРЯ

Ri-283 7542 ± 140

Прослой темно-коричневого торфа с травянистыми и кустарниковыми остатками в верхней части обнажения, в 7 км южнее р. Тиутейяха. Образцы 279–285 и 299 предоставили В.Н. Гатаулин и В.Г. Миллер.

Ri-279 ⩾ 10590

Торф. Отобран в обнажении в 200 м от устья р. Навоталоваяха.

Ri-282 17680± 230

То же. Ниже образца 279.

Ri-284 35404 ± 340

Торф. Из толщи 2,5 м мощности, представленной чередованием тонких прослоев (0,5–1 см) коричневого торфа и тонкозернистых серых песков. С глубины 1,25 м. В 8,5 км южнее р. Тиутейяха.

Ri-280 ⩾ 31644

То же. Ниже образца 284.

Ri-285 ⩾ 14592

Торф с примесью глины и песка. Отобран в средней части песчаной пачки в термокарстовом обрыве морской террасы у устья р. Харасавэй.

Ri-281 ⩾ 31520

Пропластки намывного торфа из средней части суглинистых прослоев. В 1,1 км севернее маяка Черный берег.

Ri-299 35973 ± 370

Обломок древесины диаметром 3 см. Из глинистой пачки в основании 8-метровой террасы в 350 м к северу от маяка Харасавэй.

ПРИМОРСКАЯ ЧАСТЬ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Ri-253 9306 ± 175

Древесина. С глубины 7,5 м на берегу верхнего течения р. Большая Куропаточья. Предполагаемый возраст – Q_3. Образцы 250–254, 259 и 262 предоставил В.Г. Миллер.

Ri-250 9415 ± 250

Древесина. На глубине 5 м на берегу среднего течения р. Чукочья. Предполагаемый возраст – $Q_3 - Q_4$.

Ri-251 10324 ± 350

Древесина. С глубины 0,5 м на мысе Чукочья. Предполагаемый возраст – Q_4^1.

Ri-262 13850 ± 450

Растительные остатки. Там же. С глубины 12,5 м. Предполагаемый возраст – $Q_3^{2\cdot 9}$.

Ri-259 21670 ± 370

Древесина. С глубины 5 м в нижнем течении р. Конковая. Предполагаемый возраст – Q_{2-3}.

Ri-254 **25680 ± 350**

Древесина. С глубины 8,5 м. Антохинский яр на берегу р. Большой Анюй. Предполагаемый возраст $Q_3 - Q_4$.

Ri-252 **⩾ 42100**

Древесина. С глубины 5,5 м на левом берегу р. Каменушка. Предполагаемый возраст – Q_3^{2-3}.

ЛАТВИЙСКАЯ ССР

Ri-292 **3817 ± 120**

Уголь с примесью песка и корней, в 2 км северо-западнее пос. Яунлайцене (северная часть Алуксненской возвышенности). Образец предоставила Б. Салтупе.

Ri-296 **2754 ± 120**

Древесина (мореный дуб) нижней части (киль) древнего корабля "Ригас Кугис", обнаруженного в 1939 г. в Риге на территории старого города на глубине более 6 м. Предполагаемый возраст – 800 лет. Образцы 296, 297 и 275 предоставил А.А. Залстерс.

Ri-297 **1463 ± 120**

Древесина (сосна). Там же. Верхняя часть внутреннего крепления.

Ri-275 **627 ± 50**

Древесный уголь с глубины 0,5 м. Из каменного погребения в пос. Муни, северная часть Курземской возвышенности.

И.М. ГАДЖИЕВ, Л.А. ОРЛОВА, В.А. ПАНЫЧЕВ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ОСТАТОЧНЫХ ГУМУСОВЫХ ГОРИЗОНТОВ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

СООБЩЕНИЕ I

В лаборатории географии и картографии почв Института почвоведения и агрохимии СО АН СССР выполняются исследования особенностей почвообразования и эволюции почв южной тайги Западной Сибири. Полученные материалы позволяют рассматривать образование почв этой территории в качестве результата сочетания современных условий почвообразования, определяющих текущие режимы и процессы, и длительной истории развития почв на протяжении всего послеледниковья. Природные условия, особенно их биологические слагаемые, создают потенциальную возможность интенсивного подзолообразования, которая не может быть реализована в современном геологическом цикле развития территории ввиду ее равнинности, слабого оттока атмосферных осадков и относительно близкого уровня залегания карбонатов. Поэтому в Западной Сибири почвообразование в условиях постепенного увеличения увлажнения неизбежно приводит к повышению доли гидроморфных почв в почвенном покрове. В качестве специфических особенностей автоморфных почв при этом выступают черты вновь приобретенного гидроморфизма, остаточный гумусовый горизонт и признаки остаточной карбонатности.

В истории развития почвенного покрова южной тайги выделено три периода почвообразования, постепенно накладывающихся друг на друга (полупустынного, степного и таежного) и оставивших следы в строении современных почвенных профилей. Подобный путь развития рассматривается не в качестве фациального палеогеографического парадокса западно-сибирского таежного почвообразования, а как общая закономерность формирования почв в элювиальном ряду на субаэральных отложениях в условиях умеренных гумидных областей, при которой степень эволюционной зрелости почвенного покрова определяется степенью расчленения территории. В самых общих чертах своеобразие эволюции почв гумидных областей равнинных территорий можно представить как замедленное развитие автоморфного почвообразования и ускоренное – гидроморфного, что и приводит в конечном счете к сильной заболоченности, слабому проявлению автоморфного почвообразования и хорошей сохранности в почвах признаков предыдущей стадии развития.

В разработке предлагаемой гипотезы существенное значение имели определения абсолютного возраста органического вещества почв. Для датирования использовалась вторая фракция гуминовых кислот, выделенная по методике И.В. Тюрина (Тюрин, 1951). Измерения удельной активности радиоуглерода проведены по сцинтилляционной методике с применением бензола в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР. При расчетах возраста был взят общепринятый период полураспада ^{14}C, равный 5570 ± 30 лет назад.

Для радиоуглеродных датировок взяты образцы из дерновоглеевых и дерново-подзолистых остаточно-гумусовых остаточно-карбонатных почв различных степеней проявления подзолообразовательного процесса. Исследуемые разрезы расположены в пределах единой катены на дренированной части Обь-Иртышского водораздела в окрестностях с. Яря Бакчарского района Томской

области под темнохвойной лесной растительностью. Почвообразующие породы выполнены субаэральными лёссовидными суглинками. Условия залегания почв исключают возможность их переотложения. Глубины взятия образцов соответствуют верхней части гумусового профиля и того слоя, который обособляется в самостоятельный остаточный гумусовый горизонт при деградации среднеголоценовых темноцветных почв после смещения таежной зоны к югу.

Дерново-глеевая почва

СОАН-1925 — 2250 ± 230

Гуминовые кислоты II фракции из горизонта A_1, глубина 10–15 см — 5400 ± 340

СОАН-1929

Гуминовые кислоты II фракции из горизонта A_2, глубина 35–40 см.

Дерново-слабоподзолистая остаточно-гумусовая остаточно-карбонатная почва

СОАН-1928 — 1470 ± 200

Гуминовые кислоты II фракции из горизонта A_1, глубина 10–15 см.

СОАН-1924 — 3850 ± 720

Гуминовые кислоты II фракции из горизонта B^h_{res}, глубина 35–40 см.

Дерново-среднеподзолистая остаточно-гумусовая остаточно-карбонатная почва

СОАН-1926 — 880 ± 200

Гуминовые кислоты II фракции из горизонта A_1, глубина 5–10 см.

СОАН-1927 — 2160 ± 200

Гуминовые кислоты II фракции из горизонта B^h_{res}, глубина 35–40 см.

К о м м е н т а р и й. Полученные радиоуглеродные датировки, хорошо согласуясь с данными других авторов (Добровольский и др., 1970; Толчельников, 1970; Ковалев и др., 1972), свидетельствуют прежде всего об "удревлении" органического вещества изученных почв с глубиной. Вместе с тем обнаруженное значительное омолаживание гумуса дерново-подзолистых почв по сравнению с дерново-глеевой, по всей видимости, обязано изменению соотношения запасов гумуса к запасам корней, разложение которых и обеспечивает поступление свежего органического углерода. Подобное уменьшение абсолютного возраста органического вещества отмечено в профилях дерново-подзолистых почв в связи с усилением степени развития подзолообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Добровольский Г.В., Афанасьева Т.В., Василенко В.И. и др. О генезисе и возрасте вторично-подзолистых почв Западной Сибири.//Докл. АН СССР. Сер. геол. 1970, Т. 192. № 3.

Ковалев Р.В., Кленов Б.М., Арсланов Х.А. Вопросы радиоуглеродного датирования органического вещества дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом Томского Приобья.//Изв. СОАН СССР. Сер. биол. наук. Вып. 3. 1972. № 15.

Толчельников Ю.С. К характеристике абсолютного возраста второго гумусового горизонта дерново-подзолистых почв Западной Сибири.//Докл. АН СССР. Сер. геол. 1970, Т. 191. № 5.

Тюрин И.В. К методике анализа для сравнительного изучения состава почвенного перегноя или гумуса.//Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1951. Т. 38.

В.М. КУПЦОВ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА АН СССР

СООБЩЕНИЕ VII

В сообщении представлены результаты радиоуглеродного датирования донных осадков Атлантического океана. Образцы были отобраны в различных рейсах научно-исследовательских судов (НИС) "Академик Курчатов", "Михаил Ломоносов", "Седов", "Дмитрий Менделеев" и предоставлены для анализа М.С. Барашом. Осадки Иберийской котловины датировались в судовых условиях во время проведения 65-го рейса НИС "Витязь". В датируемых колонках выполнен стратиграфический и палеотемпературный анализы по планктонным фораминиферам. Датирование проводилось для осуществления временной корреляции с результатами этих анализов. Карбонатная компонента осадков представлена планктонными фораминиферами и кокколитами.

Атлантический океан отличает высокая продуктивность карбоната кальция и сравнительно высокие скорости накопления осадков. Радиоуглеродное датирование этих осадков, несмотря на невысокий верхний возрастной предел, оказалось эффективным. При интерпретации результатов при невысоких скоростях накопления осадков обязательно необходимо учитывать перемешивание осадков в верхнем слое. Датирование проводилось по карбонату кальция бензольным вариантом метода.

3-й рейс НИС "Академик Курчатов"

Осадки отобраны летом 1968 года в юго-восточном секторе центральной части Атлантического океана. Датировались карбонатные осадки 7 станций, расположенных на Срединно-Атлантическом хребте, в Ангольской котловине и в переходной зоне между ними.

ИОАН-1901 5740 ± 580

Пелитовый однородный слабокарбонатный ил с линзовидными прослоями карбонатов (кокколитов и обломков фораминифер). Ст. 101, координаты: 14° 00′2″ ю. ш., 11° 59′ 3″ в.д., глубина океана 2610 м. Интервал отбора 90–114 см.

ИОАН-1716 16780 ± 620

Алевритово-пелитовый фораминиферово-кокколитовый ил. Ст. 121, координаты: 13° 59′1″ ю. ш., 4° 04′8″ в. д., глубина океана 4680 м. Интервал отбора 18–26 см.

ИОАН-752 23 500 ± 480

То же. Интервал отбора 58–68 см.

ИОАН-1699 8060 ± 470

Пелитовый карбонатный ил с линзовидными прослоями обломков фораминифер. Ст. 138, координаты: 17° 00′8″ ю. ш., 10° 45′0″ в. д., глубина океана 5290 м. Интервал отбора 82–94 см.

ИОАН-807 8690 ± 150

Глинистый кокколитово-фораминиферовый слоистый ил. Ст. 176, координаты: 19°56′1″ ю.ш., 7° 56′2″ в. д., глубина океана 4860 м. Интервал отбора 17–22 см.

ИОАН-774 17170 ± 720

То же. Интервал отбора 64–82 см.

ИОАН-1821 19510 ± 260

То же. Интервал отбора 133–144 см.

ИОАН-1721 11370 ± 480

Алевритово-пелитовый фораминиферовый ил. Ст. 178, координаты: 20° 00′5″ ю. ш., 5° 59′0″ в.д., глубина океана 4490 м. Интервал отбора 18–25 см.

ИОАН-1718 22680 ± 490

То же. Интервал отбора 70–80 см.

ИОАН-1717 24460 ± 850

То же. Интервал отбора 135–143 см.

ИОАН-1854 37760

Песчанисто-алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 200, координаты: 22° 56′2″ ю.ш., 7° 05′6″ в. д., глубина океана 2430 м. Интервал отбора 109–115 см.

ИОАН-768 5420 ± 100

Пелитово-алевритовый кокколитово-фораминиферовый ил. Ст. 203, координаты: 22° 59′1″ ю. ш., 10° 03′4″ в. д., глубина океана 4100 м. Интервал отбора 13–23 см.

ИОАН-767 26930 ± 630

То же. Интервал отбора 51–58 см.

ИОАН-766 30020 ± 940

То же. Интервал отбора 81–91 см.

ИОАН-765 29130 ± 690

Пелитовый кокколитовый ил с отдельными обломками фораминифер. Там же. Интервал отбора 132–142 см.

ИОАН-764 31320

То же. Интервал отбора 164–172 см.

ИОАН-755 1950 ± 100

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 205, координаты: 23° 02′2″ ю. ш., 12° 13′5″ в. д., глубина океана 2340. Интервал отбора 10–19 см.

ИОАН-756 6200 ± 140

То же. Интервал отбора 41–49 см.

ИОАН-757 8340 ± 110

То же. Интервал отбора 64–71 см.

ИОАН-758 9390 ± 170

То же. Интервал отбора 92–101 см.

ИОАН-759 13130 ± 350

Алевритово-пелитовый фораминиферовый ил. Там же. Интервал отбора 130–138 см.

ИОАН-760 17940 ± 310

Пелитово-алевритовый кокколитово-фораминиферовый ил. Там же. Интервал отбора 171–182 см.

ИОАН-761 17850

То же. Интервал отбора 187–194 см.

ИОАН-762 26210 ± 170

То же. Интервал отбора 207–214 см.

ИОАН-1822 **8640 ± 210**

Алевритово-пелитовый фораминиферово-кокколитовый ил. Ст. 212, координаты: 21° 22′8″ ю. ш, 7° 21′8″ в. д., глубина океана 3055 м. Интервал отбора 10–16 см.

ИОАН-1900 **7430 ± 1060**

То же. Интервал отбора 35–45 см.

ИОАН-751 **21970 ± 270**

То же. Интервал отбора 60–66 см.

5-й рейс НИС "Академик Курчатов"

Осадок отобран в 1969 г. в переходной зоне между прибрежной частью и Бразильской котловиной.

ИОАН-1317 **21770**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 402, координаты: 17° 55′1″ ю. ш., 34° 09′8″ в. д., глубина океана 4380 м. Интервал отбора 130–133 см.

6-й рейс НИС "Академик Курчатов"

Две колонки донных осадков отобраны осенью 1969 г. в северной части Атлантического океана. Станция 432 расположена в разломе Курчатова на Срединно-Атлантическом хребте, станция 434 – в Канарской котловине.

ИОАН-1847 **11520 ± 170**

Алевритово-пелитовый кокколитово-фораминиферовый ил. Ст. 432, координаты: 40° 31′4″ с.ш., 29° 28′2″ з. д., глубина океана 3350 м. Интервал отбора 56–65 см.

ИОАН-1921 **9110 ± 320**

То же. Интервал отбора 160–170 см.

ИОАН-753 **20060 ± 410**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 434, координаты: 19° 14′ с. ш., 26° 13′ з. д., глубина океана 4620 м. Интервал отбора 24–32 см.

9-й рейс НИС "Академик Курчатов"

Зимой 1970–1971 гг. были отобраны колонки донных осадков на плато Сан-Паулу (ст. 735), на равнине между возвышенностью Риу-Гранди и прибрежной частью Южной Америки (ст. 744) и на Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сан-Паулу (ст. 756).

ИОАН-1315 **12160 ± 320**

Песчаный карбонатный фораминиферовый ил с обломками ракуши. Ст. 735, координаты: 26° 05′3″ ю. ш., 42° 22′5″ з. д., глубина океана 2430 м. Интервал отбора 42–50 см.

ИОАН-1316 **12050 ± 570**

Алевритово-пелитовый карбонатный ил. Карбонатная часть представлена обломками ракуши и кокколитами. Там же. Интервал отбора 75–79 см.

ИОАН-1318 **17190 ± 520**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 744; координаты: 28° 14′6″ ю. ш., 39° 05′9″ з. д., глубина океана 4300 м. Интервал отбора 15–22 см.

ИОАН-1832 **12070 ± 340**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 756, координаты: 0° 03′5″ с. ш., 23° 54′8″ з. д., глубина океана 3780 м. Интервал отбора 18–24 см.

ИОАН-1851 **14430 ± 380**

То же. Интервал отбора 39–44 см.

ИОАН-1923 **18340 ± 460**

То же. Интервал отбора 58–66 см.

ИОАН-1926 **19550 ± 720**

То же. Интервал отбора 130–140 см.

11-й рейс НИС "Академик Курчатов"

Зимой 1971–1972 гг. на абиссальной равнине западнее Срединно-Атлантического хребта отобрана колонка донных осадков.

ИОАН-1844 **35050**

Пелитово-алевритовый кокколитово-фораминиферовый ил. Ст. 838, координаты: 35° 16′7″ ю.ш., 26° 33′5″ з. д., глубина океана 4100 м. Интервал отбора 47–55 см.

1-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

В ноябре 1957 г. на плато Роккола отобрана колонка донных осадков.

ИОАН-1286 **14850 ± 520**

Алевритовый кокколитовый ил. Ст. 36, координаты: 58° 31′2″ с.ш., 14°33′9″ з.д., глубина океана 1080 м. Интервал отбора 17–23 см.

ИОАН-969 **25800 ± 800**

То же. Интервал отбора 101–110 см.

2-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Весной 1958 г. были отобраны колонки донных осадков в Западно-Европейской котловине (ст. 61, 66, 191), в северной части Срединно-Атлантического хребта и на его продолжении – хребте Рейкьянес (ст. 80, 86, 183), в переходной зоне между Срединно-Атлантическим хребтом и Западно-Европейской котловиной (ст. 91 и 187) и в южной части Ньюфаундлендской котловины (ст. 141).

ИОАН-1287 **26320**

Пелитово-алевритовый кокколитово-фораминиферовый ил. Ст. 61, координаты: 45°55′ 7″ с.ш., 14° 17′ з.д., глубина океана 4910 м. Интервал отбора 49–55 см.

ИОАН-1289 **8420 ± 220**

Пелитово-алевритовый кокколитово-фораминиферовый ил. Ст. 66, координаты: 49° 03′6″ с.ш., 20° 18′4″ з.д., глубина океана 4000 м. Интервал отбора 8–12 см.

ИОАН-968 **26280 ± 960**

Песчанисто-алевритовый фораминиферовый ил. Там же. Интервал отбора 48–60 см.

ИОАН-966 **24900 ± 820**

То же. Интервал отбора 82–93 см.

ИОАН 1290 **12540**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 80, координаты: 53° 55′5″ с.ш., 34° 34′4″ з.д., глубина океана 2240 м. Интервал отбора 60–65 см.

ИОАН-1919 **19030**

То же. Интервал отбора 112–122 см.

ИОАН-1909 **10020 ± 470**

То же. Интервал отбора 125–135 см.

ИОАН-1292 **9010 ± 320**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 86, координаты: 49° 20′3″ с.ш., 28° 37′5″ з.д., глубина океана 3260 м. Интервал отбора 18–22 см.

ИОАН-1915 **17590 ± 1420**

То же. Интервал отбора 77–86 см.

ИОАН-1908 **10630 ± 230**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 91, координаты: 45° 26′ с.ш., 24° 15′ з.д., глубина океана 2880 м. Интервал отбора 19–26 см.

ИОАН-1925 **21670 ± 430**

То же. Интервал отбора 31–37 см.

ИОАН-1291 **13840 ± 540**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 141, координаты: 39° 31′ с.ш., 46° 00′7″ з.д., глубина океана 4270 м. Интервал отбора 29–35 см.

ИОАН-1294 **26600 ± 860**

То же. Интервал отбора 170–175 см.

ИОАН-959 **4710 ± 440**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 183, координаты: 59° 30′4″ с.ш., 28° 30′ з.д., глубина океана 1806 м. Интервал отбора 60–70 см.

ИОАН-1295 **22470 ± 2380**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 187, координаты: 56° 38′7″ с.ш., 25° 52′7″ з.д., глубина океана 2950 м. Интервал отбора 50–57 см.

ИОАН-1709 **10120 ± 580**

То же. Интервал отбора 65–76 см.

ИОАН-1296 **7180 ± 290**

Пелитовый кокколитовый ил. Ст. 191, координаты: 54° 12′4″ с.ш., 21° 02′2″ з.д., глубина океана 3040 м. Интервал отбора 17–22 см.

ИОАН-1906 **15710 ± 400**

То же. Интервал отбора 97–106 см.

3-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Летом 1958 г. на абиссальной равнине между хребтом Хаттон и плато Роккол была отобрана колонка донных осадков.

ИОАН-955 8230 ± 180

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 198, координаты: 55°42′5″ с.ш., 18°54′1″ з.д., глубина океана 1265 м. Интервал отбора 32–40 см.

ИОАН-1298 14670 ± 770

То же. Интервал отбора 77–83 см.

ИОАН-954 29400 ± 750

То же. Интервал отбора 117–125 см.

ИОАН-952 28840 ± 950

То же. Интервал отбора 179–189 см.

ИОАН-953 33720 ± 1040

То же. Интервал отбора 521–551 см.

4-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Зимой 1958 г. были отобраны колонки донных осадков в Западно-Европейской котловине (ст. 215, 233, 254, 331, 333), в северной части Ньюфаундлендской котловины (ст. 276, 283), в районе банки Грейт-Соа (ст. 333).

ИОАН-1904 14660 ± 13300

Песчанистый фораминиферовый ил. Ст. 215, координаты: 46°25′1″ с.ш., 7°45′ з.д., глубина океана 4600 м. Интервал отбора 19–27 см.

ИОАН-1902 19680

То же. Интервал отбора 57–67 см.

ИОАН-1911 7870 ± 400

Пелитовый кокколитовый ил с остатками птеропод и вулканическим стеклом. Ст. 233, координаты: 52°59′6″ с.ш., 27°16′3″ з.д., глубина океана 3828 м. Интервал отбора 38–48 см.

ИОАН-1299 9570 ± 320

То же. Интервал отбора 100–105 см.

ИОАН-1916 9590 ± 1020

То же. Интервал отбора 133–152 см.

ИОАН-1826 31440 ± 1750

То же. Интервал отбора 210–221 см.

ИОАН-956 11140 ± 220

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 254, координаты: 43°47′3″ с.ш., 22°36′ з.д., глубина океана 3950 м. Интервал отбора 25–32 см.

ИОАН-957 19740 ± 490

То же. Интервал отбора 90–100 см.

ИОАН-1849 17140

Песчанистый фораминиферовый ил. Ст. 276, координаты: 51°07′9″ с.ш., 38° з.д., глубина океана 3755 м. Интервал отбора 109–117 см.

ИОАН-1912 14480 ± 720

То же. Интервал отбора 120–130 см.

ИОАН-1827 13300 ± 1740

То же. Интервал отбора 170–180 см.

ИОАН-1903 8630 ± 650

Песчанистый ил с редкими фораминиферами. Ст. 283, координаты: 52°06′ с.ш., 44°57′7″ з.д., глубина океана 4250 м. Интервал отбора 33–38 см.

ИОАН-1824 11590 ± 360

Песчанистый фораминиферовый ил. Ст. 331, координаты: 50°09′ с.ш., 16°53′ з.д., глубина океана 4700 м. Интервал отбора 36–40 см.

ИОАН-1846 19140 ± 640

То же. Интервал отбора 66–71 см.

ИОАН-1841 14990

То же. Интервал отбора 90–100 см.

ИОАН-1835 5530

Алевритовый терригенный ил с примесью карбонатного материала. Ст. 333, координаты: 49°59′4″ с.ш., 11°40′4″ з.д., глубина океана 1200 м. Интервал отбора 43–50 см.

ИОАН-1838 23810

То же. Интервал отбора 90–100 см.

5-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Летом 1959 г. были отобраны колонки донных осадков в северной части Срединно-Атлантического хребта (ст. 348, 352, 356, 358), в экваториальной части того же хребта (ст. 376) и в Канарской котловине (ст. 367).

ИОАН-1831 13 160 ± 910

Песчанистый фораминиферовый ил. Ст. 348, координаты: 63°56′8″ с.ш., 39°02′ з.д., глубина океана 2260 м. Интервал отбора 20–30 см.

ИОАН-1913 14 960 ± 660

То же. Интервал отбора 80–94 см.

ИОАН-1918 8700 ± 340

Песчанистый фораминиферовый ил. Ст. 352, координаты: 56°28′2″ с.ш., 30°07′9″ з.д., глубина океана 2840 м. Интервал отбора 33–44 см.

ИОАН-1910 22 540 ± 720

То же. Интервал отбора 207–216 см.

ИОАН-1300 6360 ± 220

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 356, координаты: 48°01′ с.ш., 29°55′ з.д., глубина океана 3558 м. Интервал отбора 20–24 см.

ИОАН-1914 16790 ± 660

То же. Интервал отбора 50–55 см.

ИОАН-1833 22080 ± 770

То же. Интервал отбора 90–99 см.

ИОАН-1917 11380

То же. Интервал отбора 132–142 см.

ИОАН-1837 28660 ± 920

То же. Интервал отбора 277–285 см.

ИОАН-1301 13600 ± 180

Песчанистый фораминиферовый ил с остатками игл морских ежей. Ст. 358, координаты: 44°02′5″ с.ш., 30°03′3″ з.д., глубина океана 2860 м. Интервал отбора 44–48 см.

ИОАН-1907 20550 ± 560

То же. Интервал отбора 54–64 см.

ИОАН-1830 22690 ± 450

То же. Интервал отбора 90–100 см.

ИОАН-1302 19560 ± 700

Глинистый ил с остатками фораминифер. Ст. 367, координаты: 21°26′ с.ш., 30°00′9″ з.д., глубина океана 4780 м. Интервал отбора 42–45 см.

ИОАН-962 32300 ± 1620

Пелитово-алевритовый кокколитово-фораминиферовый ил. Ст. 376, координаты: 01°38′ с.ш., 29°57′2″ з.д., глубина океана 3205 м. Интервал отбора 45–52 см.

ИОАН-963 30420 ± 780

То же. Интервал отбора 73–82 см.

6-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Осенью 1959 г. были отобраны колонки донных осадков в Северо-Американской котловине (ст. 434 и 475) и в южной части Канарской котловины (ст. 483).

ИОАН-965 5670 ± 180

Алевритово-пелитовый фораминиферовый ил. Ст. 434, координаты: 36°17′4″ с.ш., 57°17′3″ з.д., глубина океана 4634 м. Интервал отбора 20–25 см.

ИОАН-964 6520 ± 120

То же. Интервал отбора 75–83 см.

ИОАН-1304 19900 ± 1560

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 475, координаты: 19°36′4″ с.ш., 47°57′3″ з.д., глубина океана 3490 м. Интервал отбора 13–18 см.

ИОАН-1303 27980 ± 1270

То же. Интервал отбора 28–34 см.

ИОАН-967 24090 ± 1520

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 483, координаты: 17°16′ с.ш., 34°04′3″ з.д., глубина океана 4830 м. Интервал отбора 30–35 см.

7-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Зимой 1960 г. в восточной части Северо-Американской котловины была отобрана колонка донных осадков.

ИОАН-1828 23700 ± 680

Песчанистый фораминиферовый ил. Ст. 523, координаты: 36°24′5″ с.ш., 40°50′ з.д., глубина океана 4120 м. Интервал отбора 25–33 см.

ИОАН-1834 25190 ± 720

То же. Интервал отбора 45–53 см.

ИОАН-1922 **20600 ± 440**

То же. Интервал отбора 68–73 см.

ИОАН-1905 **18370 ± 390**

То же. Интервал отбора 70–80 см.

ИОАН-1850 **32730**

То же. Интервал отбора 101–109 см.

10-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Весной 1961 г. были отобраны колонки донных осадков в районе Канарских островов (ст. 772), в западной части Гвинейской котловины (ст. 827), в приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (ст. 852 и 860), в районе возвышенности Риу-Гранди (ст. 878 и 885) и в южной части котловины Зеленого мыса (ст. 909).

ИОАН-1823 **8690 ± 150**

Песчанистый терригенный ил с остатками фораминифер. Ст. 772, координаты: 25° 03′ с.ш., 16°58′ з.д., глубина океана 2600 м. Интервал отбора 20–28 см.

ИОАН-770 **4170 ± 100**

То же. Интервал отбора 33–39 см.

ИОАН-1829 **12170 ± 230**

То же. Интервал отбора 41–48 см.

ИОАН-763 **17900 ± 230**

То же. Интервал отбора 63–74 см.

ИОАН-1306 **4220 ± 200**

Алевритово-пелитовый фораминиферово-кокколитовый ил. Ст. 827, координаты: 0°04′ ю.ш., 10°47′4″ з.д., глубина океана 4130 м. Интервал отбора 12–16 см.

ИОАН-1307 **14010 ± 500**

То же. Интервал отбора 35–38 см.

ИОАН-961 **28670 ± 1100**

То же. Интервал отбора 70–82 см.

ИОАН-1297 **10400 ± 500**

Алевритово-пелитовый фораминиферово-кокколитовый ил. Ст. 852, координаты: 3°26′ ю.ш., 10°01′8″ з.д., глубина океана 3947 м. Интервал отбора 36–40 см.

ИОАН-1305 **8610 ± 1440**

То же. Интервал отбора 70–76 см.

ИОАН-1697 **14880 ± 340**

Алевритовый фораминиферовый ил. I фракция фораминифер (первая половина разложившихся в кислоте фораминифер). Ст. 860, координаты: 9°05′ ю.ш., 18°36′3″ з.д., глубина океана 4070 м. Интервал отбора 20–28 см.

ИОАН-1698 **21650 ± 1670**

То же. II фракция фораминифер (остаток после разложения I фракции).

ИОАН-960 **26240 ± 440**

То же. Интервал отбора 45–55 см.

ИОАН-1696 **16430 ± 390**

То же. Интервал отбора 75–85 см.

ИОАН-958 **26640 ± 1010**

То же. Интервал отбора 90–100 см.

ИОАН-1309 **25290 ± 960**

Пелитово-алевритовый кокколитово-фораминиферовый ил. Ст. 878, координаты: 28°26′1″ ю.ш., 33°23′ з.д., глубина океана 3820 м. Интервал отбора 23–27 см.

ИОАН-1313 **13930 ± 710**

То же. Интервал отбора 35–38 см.

ИОАН-1722 **9960 ± 510**

Алевритовый ил с отдельными фораминиферами и остатками птеропод. Ст. 885, координаты: 24°02′ ю.ш., 41°53′ з.д., глубина океана 1500 м. Интервал отбора 16–24 см.

ИОАН-970 **10080 ± 210**

То же. Интервал отбора 29–37 см.

ИОАН-971 **29340 ± 1390**

То же. Интервал отбора 49–57 см.

ИОАН-1711 **22980 ± 540**

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 909, координаты: 8°12′8″ с.ш., 30°12′8″ з.д., глубина океана 4460 м. Интервал отбора 25–35 см.

ИОАН-972 **14540 ± 430**

То же. Интервал отбора 64–71 см.

12-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Зимой 1962/63 г. были отобраны колонки донных осадков на континентальном склоне Африки (ст. 985 и 992), в приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта (ст. 1033 и 1045) и в западной части Бразильской котловины (ст. 1046 и 1056).

ИОАН-804 9490 ± 260

Песчаный терригенный ил с включениями фораминифер. Ст. 985, координаты: 14°21′6″ с.ш., 17°48′ з.д., глубина океана 1560 м. Интервал отбора 16–24 см.

ИОАН-806 11410 ± 360

То же. Интервал отбора 24–32 см.

ИОАН-1845 15640 ± 220

Песчанистый терригенный ил с включениями фораминифер. Ст. 992, координаты: 9°55′5″ с.ш., 17°52′1″ з.д., глубина океана 1390 м. Интервал отбора 17–26 см.

ИОАН-1843 22880 ± 920

То же. Интервал отбора 37–44 см.

ИОАН-1712 16550 ± 310

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 1033, координаты: 1°05′ с.ш., 30°04′ з.д., глубина океана 2450 м. Интервал отбора 28–35 см.

ИОАН-1713 25570 ± 890

То же. Интервал отбора 64–72 см.

ИОАН-1724 17930 ± 360

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 1045, координаты: 08°39′1″ ю.ш., 34°26′3″ з.д., глубина океана 1250 м. Интервал отбора 25–34 см.

ИОАН-1710 22590 ± 1000

То же. Интервал отбора 90–101 см.

ИОАН-1308 11720 ± 330

Песчанистый фораминиферовый ил с остатками птеропод. Ст. 1046, координаты: 08°50′ ю.ш., 34°16′3″ з.д., глубина океана 2330 м. Интервал отбора 66–73 см.

ИОАН-1311 14410 ± 330

То же. Интервал отбора 66–73 см.

ИОАН-1723 15290 ± 1490

Песчанистый фораминиферовый ил. Ст. 1056, координаты: 12°44′2″ ю.ш., 36°00′3″ з.д., глубина океана 3860 м. Интервал отбора 26–35 см.

13-й рейс НИС "Михаил Ломоносов"

Весной 1963 г. в разломе Романш отобрана колонка донных осадков.

ИОАН-1715 12590 ± 330

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 1101, координаты: 0°13′ ю.ш., 20°21′1″ з.д., глубина океана 4480 м. Интервал отбора 30–35 см.

ИОАН-1714 17290 ± 460

То же. Интервал отбора 100–110 см.

1-й рейс НИС "Седов"

В 1957 г. в восточной части Канарской котловины отобрана колонка донных осадков.

ИОАН-754 22780 ± 420

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 17, координаты: 39°36′6″ с.ш., 17°08′5″ з.д., глубина океана 4120 м. Интервал отбора 38–48 см.

ИОАН-1855 19670 ± 740

То же. Интервал отбора 84–740 см.

2-й рейс НИС "Седов"

Весной 1957 г. на Срединно-Атлантическом хребте отобраны две колонки донных осадков.

ИОАН-1293 7150

Крупноалевритовый фораминиферовый ил. Ст. 20, координаты: 0°34′9″ с.ш., 27°53′ з.д., глубина океана 3500 м. Интервал отбора 26–33 см.

ИОАН-1848 24430 ± 680

То же. Интервал отбора 90–98 см.

ИОАН-1924 13420 ± 280

Алевритово-пелитовый фораминиферово-кокколитовый ил. Ст. 43, координаты: 41°44′ с.ш., 24°22′4″ з.д., глубина океана 3950 м. Интервал отбора 16–20 см.

1-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев"

Весной 1969 г. были отобраны колонки донных осадков в западной части Гвианской котловины (ст. 67) и в северной части Срединно-Атлантического хребта (ст. 2).

ИОАН-1720 9390 ± 130

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 2, координаты: 35° 32′ с.ш., 29° 35′ з.д., глубина океана 3570 м. Интервал отбора 14–20 см.

ИОАН-1719 24240 ± 780

То же. Интервал отбора 40–48 см.

ИОАН-1725 26880

То же. Интервал отбора 89–96 см.

ИОАН-1927 9420 ± 1550

Алевритовый фораминиферовый ил. Ст. 67, координаты: 8° 56′9″ с.ш., 39° 59′6″ з.д., глубина океана 3180 м. Интервал отбора 8–14 см.

ИОАН-1852 32400 ± 1610

То же. Интервал отбора 19–25 см.

ИОАН-1842 24410

То же. Интервал отбора 59–65 см.

ИОАН-1836 17500 ± 450

То же. Интервал отбора 79–88 см.

65-й рейс НИС "Витязь"

Весной 1979 г. в Иберийской котловине были отобраны колонки донных осадков (ст. 7939 и 7940).

ИОАН-880 3040 ± 140

Пелитовый терригенный слабоизвестковый кокколитовый ил. Ст. 7939, координаты: 40° 52′ с.ш., 14° 23′4″ з.д., глубина океана 5761 м. Интервал отбора 0–2 см.

ИОАН-881 3280 ± 120

То же. Интервал отбора 2–4 см.

ИОАН-882 4970 ± 100

То же. Интервал отбора 4–6 см.

ИОАН-883 5480 ± 140

То же. Интервал отбора 6–8 см.

ИОАН-884 6450 ± 160

То же. Интервал отбора 8–10 см.

ИОАН-885 6870 ± 170

То же. Интервал отбора 10–12 см.

ИОАН-868 16800 ± 740

То же. Интервал отбора 25–35 см.

ИОАН-867 18 850 ± 560

Крупноалевритовый фораминиферовый ил. Там же. Интервал отбора 60–70 см.

ИОАН-866 17100

Пелитовый терригенный слабоизвестковый кокколитовый ил. Там же. Интервал отбора 80–90 см.

ИОАН-865 15100 ± 610

То же. Интервал отбора 115–125 см.

ИОАН-944 2040 ± 130

Пелитовый терригенный слабоизвестковый кокколитовый ил. Ст. 7940, координаты: 41° 11′9″ с.ш., 14° 38′2″ з.д., глубина океана 5370 м. Интервал отбора 0–2 см.

ИОАН-909 3410 ± 100

То же. Интервал отбора 2–4 см.

ИОАН-910 4710 ± 100

То же. Интервал отбора 4–6 см.

ИОАН-912 5070 ± 210

То же. Интервал отбора 6–8 см.

ИОАН-911 4690 ± 100

То же. Интервал отбора 8–10 см.

ИОАН-913 5120 ± 110

То же. Интервал отбора 10–12 см.

Шельф острова Куба

В 1973 г. при работе совместной Советско-Кубинской экспедиции на шельфе острова в заливе Гуаканабо были отобраны пробы донных осадков. Образцы для анализа предоставлены Павлидисом Ю.А.

ИОАН-494 9180 ± 380

Обломки раковин моллюсков, внутренняя часть раковин. Ст. 350, координаты: 20°19′3″ с.ш., 77°22′3″ з.д., глубина залива 19,5 м. Интервал отбора 307–323 см.

ИОАН-495 7230 ± 370

Кораллы, крошка. Там же.

ИОАН-496 19990 ± 960

Ракушечный детрит, внешняя часть. Ст. 453, координаты: 20°20′ с.ш., 77°48′5″ з.д., глубина залива 26 м. Интервал отбора 310–330 см.

ИОАН-497 17270

То же. Внутренняя часть.

ИОАН-500 16920 ± 1050

Ракушечный детрит. Внешняя часть. Там же. Интервал отбора 350–370 см.

ИОАН-501 24300

То же. Внутренняя часть.

ИОАН-498 8160 ± 500

Ракушечный детрит. Внешняя часть. Ст. 343, координаты: 20°25′3″ с.ш., 77°12′3′ з.д., глубина залива 18,5 м. Интервал отбора 180–220 см.

ИОАН-499 5660 ± 580

То же. Внутренняя часть.

ИОАН-502 7500 ± 310

Раковины моллюсков (преимущественно). Внутренняя часть. Ст. 349, координаты: 20°21′5″ с.ш., 77°24′5″ з.д., глубина залива 22 м. Интервал отбора 275–295 см.

Представленные датировки перекрывают практически все климатические зоны Атлантического океана и с высокой степенью надежности позволяют получать средние скорости накопления осадков. Значительная часть датировок выполнена для района, непосредственно примыкающего к Срединно-Атлантическому хребту, отличающемуся высокой сейсмической активностью и сложным рельефом. Здесь часто встречаются переотложенные осадки. Более спокойный режим фиксируется в глубоководных котловинах, хотя переотложение осадочного материала встречается и в них.

Синтез бензолов проводился в разные годы И.В. Граковой, Б.Б. Зельдиной, Т.Ю. Зелениной. Автор приносит им благодарность.

Л.Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ, А.Л. РЯБИНИН, Г.И. ЗАЙЧУК, С.Н. ВИНОГРАДОВА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР

СООБЩЕНИЕ XIII

Якутская АССР

Территория, примыкающая к морю Лаптевых. Образцы 3299–3326 и 3499–3523 предоставлены В.Н. Бобровым (КАГЭ-3) в 1983 г. Они были отобраны для обоснования возрастного расчленения верхнечетвертичных отложений при 1:200 000 геологической съемке.

ГИН-3299 7500 ± 80

Торф. Среднее течение р. Салга, правого притока р. Юёлэ (Уэле), в 16 км выше устья. Обнажение высотой 10,5 м, сложенное суглинками, супесями с прослоями торфа и древесными остатками. Глубина отбора 3 м.

ГИН-3300 7930 ± 50

Древесина. Там же. Глубина отбора 3,5 м.

ГИН-3301 6060 ± 40

Древесина. Там же. Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-3302 20950 ± 250

Кость. Там же. Глубина отбора 7 м.

ГИН-3303 5430 ± 40

Древесина. Там же. Глубина отбора 4,5 м.

ГИН-3304 3350 ± 50

Торф. Правобережье р. Юёлэ (Уэле) в районе устья р. Салга. I надпойменная терраса высотой 4 м, сложенная суглинками с двумя слоями торфа. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3305 м гI 3840 ± 50

Торф. Низовья р. Кыка-Юрягэ, правого притока р. Ильи. Эрозионный останец. Обнажение высотой 11 м, сложенное внизу льдистыми песчано-суглинистыми отложениями, вверху – суглинками и песками с погребенной почвой и прослоями торфа. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3306 г I **26 800 ± 800**

Торф. Река Салга в 6 км от устья. Обнажение высотой 20,5 м, сложенное льдистыми песчано-суглинистыми отложениями с прослоями растительных остатков и линзой в средней части. Глубина отбора 13 м.

ГИН-3307 **4640 ± 40**

Торф. Река Муус-Хайи в 2,5 км выше устья. I надпойменная терраса, сложенная торфом мощностью более 2 м, перекрытым песками и суглинками, Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-3309 **6530 ± 40**

Древесина. Там же.

ГИН-3308 г II **3420 ± 50**

Торф. Там же, в 3,5 км выше устья. I надпойменная терраса, сложенная песками с прослоями торфа. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3310 **29 400 ± 400**

Бивень. Северный борт котловины оз. Чайдахтар, верховья р. Чайдах-Юрях. Обнажение высотой около 37 м, сложенное вверху (до 11 м) льдистыми суглинками, ниже – песками. Глубина отбора 6 м.

ГИН-3311 **7840 ± 40**

Древесина. Река Юрасалах в 23 км выше устья. II надпойменная терраса, сложенная песками с обломками древесины. Глубина отбора 3 м.

ГИН-3312 г II **4950 ± 100**

Торф. Верховья р. Чайдах-Юрях. I надпойменная терраса. Обнажение высотой около 3,5 м, сложенное песками с прослоями торфа. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3313 г I **4440 ± 50**

Торф. Правобережье р. Юёлэ (Узле) в районе устья р. Салга. I надпойменная терраса высотой 4 м, сложенная торфом. Глубина отбора 3,8 м.

ГИН-3314 **7900 ± 40**

Древесина. Верховья р. Чайдах-Юрях. Обнажение высотой 20–25 м, в верхней части сложенное льдистыми суглинками. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3318 **8010 ± 50**

Торф. Озеро Бадыян-Юнкюр в верховьях р. Оюлак-Юрях, северных борт озерной котловины. Обнажение высотой до 25 м, сложенное внизу песками, вверху – льдистыми суглинками с прослоями торфа и обломками древесины. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3319 **8600 ± 80**

Древесина. Там же, западный борт котловины. Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-3320 г II **5200 ± 40**

Торф. Река Юрасалах в 20 км от устья. Терраса высотой около 7 м, сложенная песками с прослоями торфа. Глубина отбора 1,8 м.

ГИН-3322 **7460 ± 60**

Торф. Озеро Нексе (приморская низменность). Днище озерной котловины. Озерно-болотные песчано-суглинистые отложения с прослоями торфа. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3323 **12100 ± 120**

Торф. Там же. Северо-западный борт озерной котловины. Обнажение высотой более 30 м, сложенное в верхней части льдистыми суглинками с прослоями торфа, в нижней – песками. Глубина отбора 1,2 м.

ГИН-3324 г II **6050 ± 80**

Торф. Верховья р. Оюлак-Юрях. I надпойменная терраса. Пески с прослоями торфа видимой мощностью 2 м. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3326 г II **8840 ± 110**

Торф. Озеро Бадыян-Юнкюр, южный борт озерной котловины. Обнажение высотой около 25 м, сложенное в верхней половине льдистыми суглинками с прослоями торфа, внизу – песками. Глубина отбора 1–1,5 м. Образец был загрязнен современными корнями.

ГИН-3499 **33600 ± 600**

Торф. Берег моря Лаптевых в 8 км западнее устья р. Юрасалах. Обрыв высотой 13 м, сложенный песками с прослоями торфа и веточками кустарников. Глубина отбора 8 м.

ГИН-3500 **22000 ± 700**

Торф. Там же. Глубина отбора 6,5 м.

ГИН-3501 **26900 ± 500**

Веточки. Там же. Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-3502 **25300 ± 600**

Кость. В 10 км западнее устья р. Юрасалах. Обрыв высотой 18 м сложен в верхней трети обнажения льдистыми суглинками с прослоем погребенной почвы, ниже – песками с прослоями торфа и растительного детрита. Глубина отбора 4 м.

ГИН-3503 **35600 ± 600**

Кость. Берег моря Лаптевых в районе устья р. Юнкюр-Сээне. Обрыв высотой 20 м сложен льдистыми суглинками с растительными и костными остатками, внизу – песками с прослоями торфа. Глубина отбора 9 м.

ГИН-3504 37900 ± 1200

Торф. Река Лыгый-Юрэгэ в 8 км выше устья. Обнажение высотой 23 м, вверху сложено льдистыми суглинками с прослоями торфа, ниже 15 км – песками. Глубина отбора 7 м.

ГИН-3505 27500 ± 300

Кость. Река Лыгый-Юрэгэ в 13 км от устья. Обнажение высотой 20 м сложено до глубины 11 м льдистыми суглинками с линзами торфа, растительным детритом и костными остатками, ниже – песками. Глубина отбора 5 м.

ГИН-3506 37900 ± 500

Ветки кустарников. Берег моря Лаптевых, мыс Мамонтов Клык. Обрыв высотой 22 м сложен сверху льдистыми суглинками с костными остатками (до 6 м), ниже – песками с растительным детритом. Глубина отбора 11,5 м.

ГИН-3507 7890 ± 60

Древесина. Река Юёелэ (Уэле) в 8 км выше устья Тистях-Юряге. Обнажение высотой 14 м сложено льдистыми суглинками с линзами торфа и остатками древесины в верхней части. Глубина отбора 4 м.

ГИН-3508 3930 ± 60

Торф. Берег Оленекского залива в 12 км к северу от устья р. Чайдах-Юрях. Обрыв высотой 12 м сложен песками с линзами торфа в верхней части. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3509 4400 ± 70

То же. Глубина отбора 4 м.

ГИН-3510 4240 ± 100

Древесина. Река Тистях-Юрягэ в 28 км выше устья. Обнажение высотой 12 м сложено песками и галечниками с горизонтом погребенного торфа с древесиной, которые перекрыты льдистыми суглинками. Глубина отбора 5 м.

ГИН-3511 3870 ± 100

То же.

ГИН-3512 2930 ± 40

Торф. Река Тистях-Юрягэ в 10 км от устья. Обнажение высотой 8 м сложено сверху льдистыми суглинками, под которыми залегают пески и галечники с линзой торфа и древесины. Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-3513 6400 ± 60

Древесина. Там же.

Материал образцов 3510–3513, возможно, вымыт в береговые обнажения, так как пески и галечники, среди которых найдены органические остатки, имеют неоген-нижнечетвертичный возраст, определенный спорово-пыльцевым анализом.

ГИН-3514 5650 ± 70

Древесина. Река Кумах-Юрях в 40 км выше устья. Обнажение высотой 10 м сложено суглинками с обломками древесины в верхней части. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3515 4650 ± 120

Древесина. Река Нангналах в 20 км от устья. Обнажение высотой 11 м сложено суглинками с обломками древесины в верхней части. Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-3516 35000 ± 500

Торф. Междуречье рек Лыгый-Юрягэ и Урасалах в 15 км к югу от берега моря Лаптевых. Днище озерной котловины сложено суглинками с прослоями торфа. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3517 39400 ± 1000

Кость. Верховья р. Юнкюр-Сэнэ. Обнажение высотой 15 м сложено до 5 м льдистыми суглинками, ниже – песками. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3518 14800 ± 50

Торф. Река Оюлах-Юрях в 13 км выше устья. Обнажение высотой 15 м сложено сверхну льдистыми суглинками с линзами торфа (3 м), ниже – песками. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3519 39600 ± 500

Кость. Берег моря Лаптевых в 14 км к западу от мыса Тэрпэй. Обрыв высотой 11 м сложен льдистыми суглинками с костными остатками, а в нижней части – песками. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3520 4730 ± 120

Торф. Берег моря в 16 км к западу от мыса Тэрпэй. Обрыв высотой 12 м сложен суглинками с прослоями торфа до 5 м, ниже песками. Глубина отбора 1,2 м.

ГИН-3521 4530 ± 30

То же. Глубина отбора 2,2 м.

ГИН-3522 5210 ± 40

То же. Глубина отбора 4 м.

ГИН-3523 6490 ± 50

То же. Глубина отбора 5 м.

Инверсия дат образцов 3520 и 3521, возможно, объясняется путаницей при отборе или обработке.

Полуостров Таймыр

Территория, расположенная южнее и западнее оз. Таймыр. Образцы, предоставленные А.П. Рацко и А.Н. Беловой, отобраны в 1983 г. для обоснования возрастного расчленения верхнечетвертичных отложений при 1:200 000 геологической съемке.

ГИН-3474 **44300 ± 800**

Торф. Юго-восточный берег оз. Баянай. Обнажение высотой 11 м сложено в верхней части слоистыми алевритистыми песками, переходящими вниз в алевриты и глины, с прослоем торфа на глубине 4 м, откуда взят образец.

ГИН-3575 гI **29700 ± 300**

Торф. Там же. Обнажение высотой 17 м. Глубина отбора 3 м.

ГИН-3475 гII **23300 ± 400**

Тот же образец, вторая щелочная вытяжка.

ГИН-3476 **38800 ± 400**

Бивень мамонта. Река Нему-Дика-Тарида в 16 км от устья. Овраг на левом склоне долины сложен в верхней части песками, ниже 10 м – льдистыми глинами, переходящими в морену. Образец взят на границе песков и глин из осыпи.

ГИН-3477 **2690 ± 70**

Торф. Река Нему-Дика-Тарида в 17 км от устья. Обнажение высотой 8–10 м сложено песками и суглинками с прослоями песчанистого торфа. Глубина отбора 2 м.

ГИН-3478 гII **1770 ± 80**

Торф, растительный детрит. В 200 м от образца 3477. Обнажение высотой 22 м сложено сверху (до 9 м) песками с прослоями торфа, ниже – оскольчатыми льдистыми глинами. Глубина отбора 3–3,5 м.

ГИН-3479 **29000 ± 300**

Торф, растительный детрит. Там же. Глубина отбора 9 м.

ГИН-3479 гII **32500 ± 400**

Тот же образец, вторая щелочная вытяжка.

ГИН-3494 **32700 ± 300**

Древесина. Там же. Глубина отбора 9 м.

ГИН-3480 **25700 ± 400**

Веточки. В 200 м от образца 3479. Обнажение высотой около 25 м сложено в верхней половине песками, внизу – оскольчатыми льдистыми глинами. На глубине 3,5 м прослой растительного детрита, из которого взят образец.

ГИН-3481 **29000 ± 300**

Торф. Озеро Белехтах, верховья оврага. В расчистке высотой 1,2 м обнажается переслаивание песка и торфа. Глубина отбора 1 м.

ГИН-3482 гII + гIII **10800 ± 1100**

Торф. Река Большая Волчья в 1,5 км ниже отметки уреза 21,8 м. Обнажение высотой 10–12 м ней части песками с прослоями торфа, а в нижней – голубовато-серыми алевритами с тонкой слоистостью. Глубина отбора 0,8 м.

ГИН-3483 **27000 ± 1100**

То же. Глубина отбора 1,3 – 1,5 м.

ГИН-3484 **6960 ± 40**

Древесина. Река Большой Дудыптокан в 2 км выше отметки уреза 67,0. Обнажение высотой до 10 м. В верхней части стенка отрыва оползня, в которой под дерниной обнажается торф с обломками древесины. Глубина отбора 1–1,5 м.

ГИН-3485 гII **4480 ± 40**

Торф. Там же.

ГИН-3486 гII **8590 ± 40**

Торф. Река Большая Волчья в 1,5 км ниже отметки уреза 21,8 м. Обнажение высотой 10–12 м сложено сверху песками с прослоем торфа. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3487 **6570 ± 100**

Древесина. Правый приток р. Большая Волчья в 4 км западнее оз. Арылах. В основании небольшого байджараха под дерном обнажается бурый торф с древесиной, откуда взят образец.

ГИН-3488 гII **6390 ± 40**

Торф. Там же.

ГИН-3489 **5580 ± 50**

Растительный детрит. Река Недедика-Тарида в 3 км от оз. Кюкюр. Обнажение высотой 7 м сложено суглинками, подстилаемыми горизонтальнослоистыми галечниками с линзой торфа. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3490 **6040 ± 40**

Растительный детрит. Верховья р. Набоба-Тари. Обнажение высотой 12 м сложено хорошо сортированным галечником с прослоями суглинков и небольшими валунами. На глубине 5 м прослой торфа в пачке мелкозернистых песков, откуда взят образец.

ГИН-3491 гII **4490 ± 100**

Торф. Восточный берег оз. Кюкюр. Обнажение высотой 12 м сложено сверху серым суглинком с прослоями торфа. Глубина отбора 3 м.

ГИН-3492 **6100 ± 50**

Древесина. Там же.

ГИН-3493 **27000 ± 500**

Растительный детрит. Северо-восточный берег оз. Косой-Турку. Обнажение высотой 12–15 м. В канаве на высоте 5–7 м обнажаются заиленные пески с галькой и прослоем торфа. Высота отбора 5 м.

Реки Енисей и Обь

Образцы 3669–3676 отобраны В.И. Астаховым (ЛАЭМ) в 1982–1983 гг.

ГИН-3669 **9490 ± 100**

Древесина. Река Енисей, разрез "Ледяная гора" в 2,8 км ниже устья р. Большая Денежкина. Обнажение высотой 14–16 м сложено снизу аллювиальными песками и озерными алевритами, выше – горизонт "морены сплывания", перекрытый супесями и песками. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3670 **7080 ± 40**

Там же. Глубина отбора 1 м

ГИН-3671 **41200 ± 800**

Древесина. Гряда западнее разреза "Ледяная гора", сложенная "мореной сплывания". Обнажение высотой 25 м, в средней части которого отторженец торфяника. Глубина отбора 15 м.

ГИН-3672 **8150 ± 40**

Древесина. Разрез "Ледяная гора". Террасовидная поверхность высотой 17 м сложена озерными алевритами и супесями. На глубине 10–12 м линза торфа, откуда взят образец.

ГИН-3672а **8080 ± 50**

Древесина. Там же. Другой образец.

ГИН-3673 **7850 ± 40**

Торф. Там же.

ГИН-3674 **31100 ± 800**

Ветки и стволики. Правый берег р. Курейка. Терраса высотой 13–14 м сложена песчано-суглинистыми отложениями с торфяными прослоями в верхней части. Глубина отбора 4,5 м.

ГИН-3676 **> 44700**

Обугленные ветки. Река Обь, протока Кирьяс в 1,5 км выше начала протоки Изголовь. Террасовидная поверхность высотой 24 м сложена суглинками с прослоями органики, низ разреза – аллювиальные пески. Глубина отбора 11 м.

ГИН-3675 **47100 ± 1500**

Стволики. В 700 м от образца 3676. Террасовидная поверхность высотой около 28 м сложена переслаиванием песков, глин и алевритов с прослоями органики и погребенными почвами в верхней части разреза. Глубина отбора 14 м.

Средняя Азия, Крым

Образцы отобраны А.А. Никоновым (ИФЗ) при палеосейсмологических исследованиях в 1980 г.

ГИН-2405 **610 ± 40**

Уголь. Таджикистан, Дарвазский хребет, р. Сарыоб в 4 км к юго-западу от пос. Сагирдашт. Склон боковой долины. Отбирались угольки, рассеянные в почве на глубине 0,0–0,2 м на месте древних золоторазработок. Предполагаемый возраст – средневековье.

ГИН-2406 **6900 ± 50**

Уголь. Киргизия, Заалайский хребет, р. Алтын-Дара в 20 км выше устья. Терраса, перекрытая обвальными отложениями, под которыми на глубине 1 м обнаружено кострище.

ГИН-2407 **1360 ± 80**

Уголь. Таджикистан, Гармский район, пос. Новабад, восточный край. В лёссовидных суглинках на глубине 1,2 м угли древнего кострища.

ГИН-2408 **современный (+5,3%)**

Древесина. Киргизия, Алайский хребет, р. Питау-Куль. Терраса высотой 25 м сложена в верхней части песками с оторфованными супесями и растительными остатками. Глубина отбора 0,35 м.

ГИН-2410 гII + гIII **4120 ± 90**

Органические остатки. Киргизия, Алайский хребет, р. Исфайрамсай у кишлака Лянгар. Подпрудная терраса высотой 5,5 м сложена галечниками с линзами глин. Глубина отбора 3 м.

ГИН-2411 гII **210 ± 40**

Торф, почва. Таджикистан, Дарвазский хребет, плато Сагирдашт в 7 км к ЮЗ от пос. Сагирдашт. Пологий склон, сложенный делювиальными отложениями, поверх которых развита слабо оторфованная почва. Глубина отбора 0,25 м.

ГИН-2412 гII 800 ± 60

Торф. Киргизия, Алайский хребет, долина р. Курумда. Болотно-озерно-подпрудные отложения за небольшим оползнем в долине. Суглинки с прослоями торфа. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-2413 гII 2050 ± 150

То же. Глубина отбора 3,5 м.

ГИН-2414 гIII 3730 ± 60

Органические остатки. Таджикистан, Гармский р-н, р. Сурхоб, сай Домоу. Подпрудно-озерная толща с прослоями органических остатков. Глубина отбора 7 м.

ГИН-2515 гIII 5420 ± 40

То же. Глубина отбора 8 м.

ГИН-2416 6030 ± 50

То же. Глубина отбора 8,5 м.

ГИН-2417 7260 ± 70

То же. Глубина отбора 9,5 м.

ГИН-2418 гI 7730 ± 120

То же. Глубина отбора 10 м.

ГИН-2422 3190 ± 350

Уголь. Река Пяндж в 2 км выше устья р. Кокча. Терраса высотой 23 м в верхней части сложена пролювиальными отложениями, в которых вблизи подошвы есть культурные слои с углями и фрагментами костей. Глубина отбора 8 м.

ГИН-2423 гII 2650 ± 150

То же. Глубина отбора 6–7 м.

ГИН-2424 720 ± 40

Уголь. Южный берег Крыма в 2 км западнее пос. Гурзуф. Слабо выраженная терраса высотой около 4 м сверху сложена делювием с культурным слоем. Глубина отбора 0,5–1 м.

ГИН-2425 3050 ± 40

Древесина. Южной берег Крыма в 0,3 км восточнее санатория Ай-Даниль. Обрыв высотой 30 м сложен перемятыми оползневыми отложениями. В основании обрыва стволы деревьев. Высота отбора 1,5 м.

ГИН-2426 3920 ± 50

Древесина. В 0,6 км восточнее санатория Ай-Даниль. Высота отбора 3,5 м.

ГИН-2427 3910 ± 40

То же. Высота отбора 1 м.

Хибины

Образцы погребенных почв и торфов отобраны Ващаловой Т.В. (МГУ) при изучении лавинной опасности и изменении таковой в голоцене.

ГИН-3015 гI 890 ± 80

Погребенная почва. Долина р. Малая Белая, лавинный аппарат в верховьях. Шурф глубиной 1,2 м пройден в гравийно-глыбовом субстрате, в котором на глубине 0,51–0,62 м горизонт погребенной почвы, откуда отобран образец.

ГИН-3015 гII + гIII 1240 ± 150

Тот же образец, вторая и третья щелочная вытяжки.

ГИН-3179 гII + гIII 810 ± 100

Погребенная почва. Долина р. Малая Белая, лавинный аппарат в верховьях. Шурф глубиной 1 м в глыбовом субстрате с щебнистым и песчано-суглинистым заполнителем. На глубине 0,21–0,3 м погребенная почва, из которой отобран образец.

ГИН-3176 гII + гIII 1530 ± 80

Гумусированная супесь. Долина р. Малая Белая, среднее течение. Лавинный аппарат на правом борту. Шурф глубиной 1,7 м пройден в щебнистом материале с прослоями глыбового и гравийно-песчанистого материала и тремя горизонтами погребенных почв. Глубина отбора 1,44 – 1,5 м.

ГИН-3177 1140 ± 100

Гумусированная супесь. Там же. Глубина отбора 1,1–1,24 м.

ГИН-3178 гI + гII + гIII 1010 ± 150

Погребенная почва. Там же. Глубина отбора 0,80–0,84 м.

ГИН-3385 гII 2160 ± 50

Погребенная почва. Река Куньок в 1 км от истока. Лавинный конус, подрезанный дорожной выемкой. В расчистке высотой 1,05 м обнажается щебнистая толща с примесью песка и прослоем глыбового материала. Глубина отбора 0,9 м.

ГИН-3394 гII 1130 ± 70

Погребенная почва. Река Куньок в 2 км от истока. Лавинный конус, подрезанный дорожной выемкой. В расчистке высотой 1,35 м обнажается гравийно-щебнистый материал, сменяющийся внизу глыбовым. Один прослой погребенной почвы на глубине 0,28–0,34 м, откуда взят образец.

ГИН-3395 гII **4070 ± 120**

Погребенная почва. Из той же дорожной выемки в 300 м от образца 3394. В расчистке высотой 1 м обнажается песчано-гравийная толща с включением единичных глыб с тремя прослоями погребенных почв. Глубина отбора 0,52 – 0,54 м.

ГИН-3172 гII **1110 ± 50**

Погребенная почва. Долина р. Кукисйок, лавинный конус в среднем течении, бульдозерная траншея. В стенке высотой 0,85 м щебнисто-дресвяный материал с суглинистым заполнителем и мелкими глыбами. На глубине 0,57 – 0,85 м горизонт погребенных почв, откуда взят образец.

ГИН-3399 гI **660 ± 50**

Погребенная почва. Там же. Глубина отбора 0,57 – 0,61 м.

ГИН-3390 гII **870 ± 50**

Погребенная почва. Среднее течение р. Юкспорйок, лавинно-пролювиальный конус. Расчистка высотой 2,8 м сложена валунно-галечной толщей с прослоем погребенной почвы на глубине 0,9–0,93 м, откуда взят образец.

ГИН-3391 гII **1500 ± 100**

Погребенная почва. На расстоянии 30 м от образца 3390. Расчистка высотой 3,8 м сложена гравийно-песчаными и гравийно-суглинистыми отложениями, внизу валунные суглинки. В верхней части три погребенных почвенных горизонта. Образец взят с глубины 0,92–1,08 м из третьего горизонта.

ГИН-3393 гII **3360 ± 90**

Погребенная почва. Нижнее течение р. Юкспорйок. Лавинно-пролювиальный конус. Расчистка высотой 1,5 м сложена глыбово-дресвянистым материалом с суглинистым заполнителем. Глубина отбора 0,57–0,7 м.

ГИН-3384 гI **2330 ± 80**

Погребенная почва. Там же. Нижняя ступень карьера, расчистка высотой 2,14 м сложена глыбово-дресвянистым материалом с суглинистым заполнителем. Глубина отбора 1,9 – 2,14 м.

ГИН-3384 гII **2190 ± 40**

То же. Вторая щелочная вытяжка.

ГИН-3383 гI **1590 ± 60**

Погребенная почва. Долина р. Саамская, лавинный конус. В шурфе глубиной более 2 м вскрыты глыбово-гравийные отложения с суглинистым заполнителем и погребенной подзолистой почвой мощностью 1,1 м. Глубина отбора 0,3 – 0,5 м

ГИН-3392 гII **790 ± 40**

Погребенная почва. В 50 м от образца 3383. Глубина отбора 0,35–0,5 м.

ГИН-3174 гII **3320 ± 150**

Погребенная почва. Река Рисйок, лавинный конус на правом притоке. Шурф глубиной 1,4 м вскрывает глыбовые отложения с гравийно-песчаным и суглинистым заполнителем. На глубине 0,46–0,55 м прослой погребенной почвы, откуда взят образец.

ГИН-3398 **2240 ± 60**

Погребенная почва. Там же. Повторный образец, взятый через год.

ГИН-3175 **1730 ± 150**

Погребенная почва. Там же, глубина отбора 1,1 – 1,15 м.

ГИН-3171 **130 ± 50**

Торф. Озеро Щучье, отшнурованная древней дельтой р. Куньок, часть оз. Пайкунявр. Терраса высотой 1 м, сложенная торфом. На глубине 1,25 м начинаются аллювиальные пески. Глубина отбора 0,7 м.

ГИН-3170 гII **2500 ± 60**

То же. Глубина отбора 0,9 м.

ГИН-3169 гII **4770 ± 40**

То же. Глубина отбора 1,05 м.

ГИН-3168 **6920 ± 40**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,25 м.

ГИН-3167 гII **7000 ± 50**

Торф. Там же. Глубина отбора 1,25 м.

ГИН-3037 **5020 ± 70**

Торф. Река Малая Белая, среднее течение. Котловина бывшего моренного озера. Торфяник мощностью 0,8 м, подстилаемый мореной. Глубина отбора 0,8 м.

ГИН-3030 **5000 ± 80**

Древесина. Там же. Глубина отбора 0,8 м.

ГИН-3036 **400 ± 80**

Торф. Там же. Глубина отбора 0,15 м.

ГИН-3164 **5400 ± 40**

Древесина. Там же. Торфяник мощностью 1,14 м, подстилаемый мореной. Глубина отбора 0,6–0,65 м.

ГИН-3165 **7220 ± 40**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,14 м.

Археологические образцы

Москва. Коломенское

Образцы отобраны при раскопках 1983 г. из верхнего культурного слоя Дьякова городища, датируемого, по археологическим данным, началом I тыс. н.э., Н.А. Кренке (см. также Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1985, № 54).

ГИН-3456 **2030 ± 50**
Уголь. Квадрат 145, глубина отбора 1,88 м.

ГИН-3457 **1420 ± 60**
Уголь. Квадрат 107, глубина отбора 2,35–2,45 м.

ГИН-3458 **1850 ± 40**
Уголь. Квадрат 131, глубина отбора 2–2,05 м.

ГИН-3459 **1860 ± 40**
Уголь. Квадрат 133, глубина отбора 2,11–2,15 м.

ГИН-3460 **1920 ± 30**
Уголь. Квадрат 130, глубина отбора 2,15 м.

ГИН-3461 **1520 ± 40**
Уголь. Квадраты 130, 131, 138, 139. Поверхность под 3-й глиной.

ГИН-3462 **1930 ± 70**
Уголь. Квадраты 105, 106, глубина отбора 2,25–2,3 м.

ГИН-3463 **1870 ± 40**
Уголь. Квадрат 122, глубина отбора 1,8–1,85 м.

ГИН-3464 **1830 ± 100**
Уголь. Квадрат 132, глубина отбора 2,05–2,11 м.

ГИН-3468 **1940 ± 40**
Уголь. Квадрат 140, глубина отбора 2,01 м.

ГИН-3469 **1910 ± 60**
Уголь. Квадрат 145, глубина отбора 1,3 м.

ГИН-3470 **2200 ± 200**
Уголь. Квадрат 145, глубина отбора 1,27–1,33 м.

ГИН-3471 **1950 ± 40**
Уголь. Квадрат 140, черный слой под песком. Глубина отбора 1,69–1,9 м.

ГИН-3677 **1730 ± 70**
Обугленные зерна пшеницы и ячменя. Квадрат 72, глубина отбора 1,95 (на границе среднего и верхнего горизонта верхнего слоя городища).

ГИН-3917 **2310 ± 60**
Уголь. Коломенское, Чертов Городок, в 400 м от Дьякова городища. Квадрат Ю-I, глубина отбора 2,8–2,9 м.

Археологический памятник Чертов Городок содержит разновременный археологический материал, относящийся к разным этапам дьяковской культуры, в том числе керамику 2-й половины I тыс. до н.э., которой соответствует полученная радиоуглеродная дата.

Московская область

Образцы, представленные А.Е. Кравцовым (Музей истории и реконструкции Москвы), получены при раскопках мезолитических стоянок бассейнов рек Волги и Цны.

ГИН-3891 **8270 ± 200**
Уголь. Московская область, Егорьевский район, р. Цна в 1 км западнее устья р. Черная, стоянка Черная I. Глубина отбора 0,3 м.

ГИН-3892 **7300 ± 500**
Уголь. Квадрат 117, пятно 4а, глубина 0,3–0,4 м.

ГИН-3893 **8190 ± 120**
Уголь. Квадраты 110, 111, 117, 118, пятно 5, глубина 0,5–0,6 м.

ГИН-3894 **8630 ± 40**
Уголь. Квадраты 103, 104, 108, 109, пятно 6, глубина отбора 0,5–0,6 м.

ГИН-3895 **9110 ± 50**
Уголь. Квадраты 114, 115, пятно 7, глубина отбора 0,5–0,6 м.

ГИН-3897 **9940 ± 300**
Уголь. Орехово-Зуевский район, р. Нерская, стоянка Беливо IV А, шурф 1, пятно 4, глубина отбора 0,4–0,5 м.

ГИН-3898 **9550 ± 100**
Уголь. Там же, пятно 2, глубина отбора 0,4–0,5 м.

ГИН-3899 8840 ± 110

Уголь. Там же, пятно 3, глубина отбора 0,4–0,5 м.

ГИН-3900 880 ± 100

Уголь. Там же, стоянка Усть-Вольная, раскоп II, квадрат 35, пятно 5, глубина отбора 0,4–0,5 м.

ГИН-3901 1330 ± 220

Уголь. Калининская область, Ржевский район, р. Волга, II надпойменная терраса, стоянка Суконцево III, раскоп I, квадрат 35, глубина отбора 0,6 м.

ГИН-3902 9220 ± 50

Древесина. Там же, стоянка Суконцево VII, раскоп I,квадрат 222, глубина отбора 1,3 м.

ГИН-3903 470 ± 50

Уголь. Москва, Зарядье, ул. Разина, д. 10, раскоп III, горн. Глубина отбора 1,7 м.

Все датировки в данном сообщении даны по константе 5568 лет и без поправок.

СОДЕРЖАНИЕ

Г.Д. Кальке. Биостратиграфическая корреляция (по млекопитающим) четвертичных континентальных отложений Европы и Дальнего Востока. 3

В.И. Коноплева, А.М. Сокольский. Этапы вреза, аккумуляции и эпохи россыпеобразования верхнего кайнозоя Востока Азии. 7

М.Н. Алексеев, Л.В. Голубева, И.Г. Лискун, В.Т. Соколовская. Климатостратиграфия четвертичных отложений севера Восточной Сибири. 14

Е.В. Девяткин, Е.М. Малаева, В.Э. Мурзаева. Стратиграфия и палеогеография антропогена долины р. Халхин-Гол. 27

И.П. Сырнев, Е.М. Малаева, Г.С. Крамаренко, О.Н. Лефлат. К палеогеографии Тамцагской впадины на востоке МНР в среднем плейстоцене. 35

В.В. Писарева, Н.С. Чеботарева. О ранге и возрасте московского ледникового покрова 45

В.М. Мотуз. О происхождении лёссовых пород на территории Белоруссии. 52

П.И. Борисковский. Палеолитические стоянки на территории Курска 64

М.Н. Грищенко. О геологических условиях залегания палеолитических стоянок на территории Курска 82

С.А. Васильев, С.М. Цейтлин, Ю.А. Свеженцев. Стратиграфия и геологический возраст многослойной Майнинской стоянки на Енисее 88

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Г.И. Попов, Б.Г. Еськов. Новые данные по стратиграфии донных отложений Днепровского лимана 94

Е.Н. Стефанович, В.А. Климанов, З.К. Борисова, С.Н. Виноградова. Палеогеографическая обстановка в голоцене на северном побережье Пенжинской губы 97

Э.Д. Мамедов, Г.Н. Трофимов. Голоценовые плювиальные озера пустынь Закаспия 102

Г.Н. Трофимов. Палеогидрология Узбоя 107

Ю.К. Васильчук, О.М. Петров, А.К. Серова. Некоторые замечания о стратиграфическом значении залежи пластового льда в казанцевских отложениях Центрального Гыдана 111

С.А. Лаухин, В.А. Панычев, Н.О. Рыбакова, Л.А. Орлова, В.В. Колпаков, Н.И.Лаухина. Последние этапы истории геологического развития северной ветви Момо-Селенняхского рифта . . 117

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

С.М. Цейтлин. Рецензия на статью Л.А. Рагозина, А.И. Шлюкова "К вопросу о возрасте Улалинской палеолитической стоянки" 123

ХРОНИКА

И.К. Иванова. О работе Комиссии по изучению четвертичного периода в 1983 и 1984 гг. 126

ПРИЛОЖЕНИЕ

Х.А. Арсланов, Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский, Т.В. Тертычная. Радиоуглеродные датировки четвертичных отложений западного побережья п-ова Ямал 132

В.С. Векслер, Э.И. Преде. Радиоуглеродные датировки лаборатории аналитических исследований морских грунтов ВМНПО "Союзморинжгеология". Сообщение V 133

И.М. Гаджиев, Л.А. Орлова, В.А. Панычев. Радиоуглеродные датировки остаточных гумусовых горизонтов дерново-подзолистых почв Западной Сибири. Сообщение I 135

В.М. Купцов. Радиоуглеродные датировки Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Сообщение VII 136

Л.Д. Сулержицкий, А.Л. Рябинин, Г.И. Зайчук, С.Н. Виноградова. Радиоуглеродные даты лаборатории Геологического института АН СССР. Сообщение XIII 145

УДК 551.79+569

К а л ь к е Г.Д. **Биостратиграфическая корреляция (по млекопитающим) четвертичных континентальных отложений Европы и Дальнего Востока.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 3–6.

На основе прослеживания миграций крупных млекопитающих, связанных с изменениями климата, сделана попытка коррелировать четвертичные фаунистические сообщества Европы и Дальнего Востока.

Библиогр. 20 назв.

УДК 551.79

К о н о п л е в а В.И., С о к о л ь с к и й А.М. **Этапы вреза, аккумуляции и эпохи россыпеобразования верхнего кайнозоя Востока Азии.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 7–13.

Рассмотрено строение россыпеносных долин II–IV порядков Востока Азиатского континента и выделено четыре этапа аккумуляции, разделенных этапами врезания. Наиболее крупный из них – начало миоцена. С ним связано формирование наиболее богатого продуктивного горизонта. Выявлена тесная временная связь неотектонической, вулканической активности и этапов врезания долинной сети.

Ил. 1. Табл. 2. Библиогр. 24 назв.

УДК 551.79

А л е к с е е в М.Н., Г о л у б е в а Л.В., Л и с к у н И.Г., С о к о л о в с к а я В.Т. **Климатостратиграфия четвертичных отложений севера Восточной Сибири.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 14–26.

Охарактеризованы опорные разрезы четвертичных отложений Восточной Сибири – Чуйское и Тандинское обнажения на р. Алдан, Чебыдинское обнажение на р. Вилюй и четвертичные отложения в бассейне р. Анабар – и сделаны палеогеографические и палеоклиматические реконструкции для ряда стратиграфических срезов.

Ил. 4. Библиогр. 4 назв.

УДК 551.79

Д е в я т к и н Е.В., М а л а е в а Е.М., М у р з а е в а В.Э. **Стратиграфия и палеогеография антропогена долины р. Халхин-Гол.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 27–34.

Приводится строение долины р. Халхин-Гол, описаны разрезы террас и поймы, даны термолюминесцентные датировки аллювия террас и результаты палинологического изучения средне-верхнеплейстоценового и голоценового аллювия. Палинологические комплексы из среднеплейстоценового аллювия не показывают резких изменений в характере растительности. В верхнем плейстоцене происходили существенные перестройки ландшафтных обстановок, увеличилась роль лиственницы как лесообразователя на этой территории.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.8/551.791 (517.3)

С ы р н е в И.П., М а л а е в а Е.М., К р а м а р е н к о Г.С., Л е ф л а т О.Н. **К палеогеографии Тамцагской впадины на востоке МНР в среднем плейстоцене.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 35–44.

На основании минералогического, геохимического и палинологического изучения разрезов отложений, а также геоморфологических наблюдений выяснены особенности палеогеографии среднего плейстоцена Тамцагской впадины. Установлены местоположения древних озерных бассейнов, источников сноса обломков и их направление, сделаны климатические реконструкции.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 7 назв.

УДК 551.336:551.79 (4)

П и с а р е в а В.В., Ч е б о т а р е в а Н.С. **О ранге и возрасте московского ледникового покрова.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 45–51.

Приводятся палеонтологические, палинологические, литологические и геоморфологические данные, доказывающие самостоятельность московского ледникового покрова. Рассматриваются результаты палинологических исследований новых разрезов в районе д. Акулово (близ г. Одинцово), которые показывают, что здесь наряду с одинцовскими отложениями присутствуют и более древние отложения нижнеплейстоценового и эоплейстоцено-

вого (?) возраста. Вскрываются основные причины разногласий по вопросу о самостоятельности московского ледникового покрова.

Ил. 1. Библиогр. 40 назв.

УДК 552.524:552.14 (476)

М о т у з В.М. **О происхождении лёссовых пород на территории Белоруссии.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 52–63.

В результате геолого-геоморфологических исследований различных районов Белоруссии выявлены основные закономерности строения, состава и условия формирования лёссовых пород. Установлена приуроченность их к определенным элементам рельефа. В ряде районов восточной части республики доказано наличие связи лёссовых пород с подстилающими их озерно-болотными глинами и суглинками. Лёссовые породы, покрывающие склоны долин и пониженные участки междуречий, залегают на размытой поверхности ледниковых и водноледниковых отложений. На основании изучения текстурных и структурных особенностей, состава органических остатков, захороненных в лёссовидных суглинках и супесях, сделан вывод о полигенетическом происхождении лёссовых пород Белоруссии.

Табл. 1. Библиогр. 41 назв.

УДК 551.791+793

Б о р и с к о в с к и й П.И. **Палеолитические стоянки на территории Курска.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 64–81.

Приводится археологическое описание двух палеолитических стоянок в районе Курска, где встречены остатки поселений, отнесенных к началу завершающего этапа развития позднего палеолита на Русской равнине.

Ил. 6. Библиогр. 19 назв.

УДК 551.79.791

Г р и щ е н к о М.Н. **О геологических условиях залегания палеолитических стоянок на территории Курска.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 82–87.

Описываются условия нахождения двух палеолитических стоянок на территории Курска. Культурные находки обнаружены в суглинках, залегающих на аллювии I надпойменной террасы и на склоне от II террасы к I. Возможно, что они близки по возрасту и относятся ко времени конца осташковского (поздневалдайского) оледенения.

Ил. 7.

УДК 551.793+551.8

В а с и л ь е в С.А., Ц е й т л и н С.М., С в е ж е н ц е в Ю.А. **Стратиграфия и геологический возраст многослойной Майнинской стоянки на Енисее.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 88–93.

Описывается многослойная позднепалеолитическая стоянка, находящаяся в долине р. Енисей (Саянский каньон). Стоянка приурочена к покровным суглинкам, развитым на аллювии II террасы. В археологическом отношении она принадлежит к кругу афонтовской культуры.

Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.79

П о п о в Г.И., Е с ь к о в Б.Г. **Новые данные по стратиграфии донных отложений Днепровского лимана.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 94–97.

Донные отложения Днепровского лимана подразделены на новоэвксинские, витязевские и новочерноморские (каламитские) слои. В подстилающих отложениях выделены карангатский и древнеэвксинский горизонты. Обосновывается новочерноморский возраст ингрессии в долине Днепра.

Ил. 1. Библиогр. 13 назв.

УДК 551.79

С т е ф а н о в и ч Е.Н., К л и м а н о в В.А., Б о р и с о в а З.К., В и н о г р а д о в а С.Н. **Палеогеографическая обстановка в голоцене на северном побережье Пенжинской губы.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 97–102.

На основании радиометрического и спорово-пыльцевого изучения торфяников северного побережья Пенжинской губы в устье рек Парень и Тылхой построены по методике В.А. Климанова палеоклиматические кривые для голоцена.

Ил. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 551.79

М а м е д о в Э.Д., Т р о ф и м о в Г.Н. **Голоценовые плювиальные озера пустынь Закаспия.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 102–107.

В раннем–среднем голоцене во впадинах закаспийских пустынь Каракумы, Кызылкумы и на Устюрте существовали пресные или солоноватые озера. Благоприятные климатические условия и возросший речной сток обусловили в это время возникновение ряда проточных озер в дельтах крупных рек. Аральское море достигало наивысшего за весь голоцен уровня. По археологическим данным, этот озерный эпизод продолжался с VII до III тыс. до н.э.

Библиогр. 23 назв.

УДК 551.79

Т р о ф и м о в Г.Н., **Палеогидрология Узбоя.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 107–111.

На основании размеров древнего русла Узбоя, по гидравлическим формулам, морфометрическим характеристикам и по формуле водослива для различных участков палеорусла подсчитаны древние максимальные расходы воды. Для перехода к среднегодовым расходам использованы современные соотношения их для рек Амударьи и Сырдарьи. Рассчитанные расходы воды колеблются в диапазоне 2010–2280 $м^3/с$. Оценена амплитуда изменения палеорасходов. Уточнено время стока воды по Узбою.

Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.345:551.328.2:551.791:551.583.7

В а с и л ь ч у к Ю.К., П е т р о в О.М., С е р о в а А.К. **Некоторые замечания о стратиграфическом значении залежи пластового льда в казанцевских отложениях Центрального Гыдана.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 111–117.

Проанализированы результаты криолитологического, палинологического, гидрохимического и микрофаунистического обследования отложений казанцевской свиты, вмещающих ледяную залежь пластового типа. Приведены доказательства, исключающие глетчерную природу льда и ледниковый генезис вмещающих отложений. Сделан вывод о возможном погребенном генезисе пласта льда в результате захоронения морской льдины в прибрежных условиях.

Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.793/4:551.8:551.24 (571.5)

Л а у х и н С.А., П а н ы ч е в В.А., Р ы б а к о в а Н.О., О р л о в а Л.А., К о л п а к о в В.В., Л а у х и н а Н.И. **Последние этапы истории геологического развития северной ветви Момо-Селенняхского рифта.** – Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1986, № 55, с. 117–122.

Изучение морфологии долины и разрезов низких террас Селенняха, палинологические исследования и радиоуглеродное датирование позволили реконструировать некоторые детали палеогеографии и неотектоники северной ветви рифта. Описаны следы потепления, имевшего место около 8 тыс. лет назад, которое вызвало интенсивное таяние ледников хр. Черского и обусловило локальное повышение низких террас за счет флювиогляциальных образований. Изменения климата в голоцене четко отразились в мощностях и строении аллювия низких террас. Установлено, что средняя многолетняя скорость прогибания рифтовой впадины с севера на юг увеличивается от 0,11 до 0,5 мм/год. Наряду с этим выявлены следы современных локальных поднятий со скоростью, средней за 4–5 тыс. лет: 1,5–1,8 мм/год.

Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 55

Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода
АН СССР

Редактор *О.М. Петров*
Редактор издательства *Б.С. Шохет*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31247

Подписано к печати 09.06.86. Т–01568
Формат 70x100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,0+0,9 вкл. Усл.кр.-отт. 14,1
Уч.-изд.л. 17,2. Тираж 750 экз. Тип. зак. 406
Цена 2 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В издательстве "Наука"

вышла из печати книга

Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. 18 л.—2 р. 70 к.

Книга представляет собой монографическое описание рельефа равнин и дна морей нашей страны. Она комментирует впервые созданную Геоморфологическую карту СССР в масштабе 1 : 2 500 000. Характеристика морфоструктур и морфоскульптуры равнинной суши и дна морей дана по единой программе и сопровождается оригинальными картами, которые составлены на основе генерализации указанной карты.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига".

Магазины "Книга—почтой:"

252030 Киев, ул. Пирогова, 4. 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7. 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 *Алма-Ата*, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга—почтой"/370005 *Баку*, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/. 232600 *Вильнюс*, ул. Университето, 4. 690088 *Владивосток*, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/. 320093 *Днепропетровск*, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой"/. 734001 *Душанбе*, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/. 375002 *Ереван*, ул. Туманяна, 31. 664033 *Иркутск*, ул. Лермонтова, 289 /"Книга—почтой"/. 420043 *Казань*, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/. 252030 *Киев*, ул. Ленина, 42. 252142 *Киев*, пр-т Вернадского, 79. 252030 *Киев*, ул. Пирогова, 2. 277012 *Кишинев*, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/. 343900 *Краматорск*, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга—почтой"/. 660049 *Красноярск*, пр-т Мира, 84. 443002 *Куйбышев*, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/. 191104 *Ленинград*, Литейный пр-т, 57. 199164 *Ленинград*, Таможенный пер., 2. 196034 *Ленинград*, В/0,9 линия, 16. 220012 *Минск*, Ленинский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/. 103009 *Москва*, ул. Горького, 19-а. 117312 *Москва*, ул. Вавилова, 55/7. 630076 *Новосибирск*, Красный пр-т, 51. 630090 *Новосибирск*, Морской пр-т, 22 /"Книга—почтой"/. 142284 *Протвино*, Московской обл., ул. Победы, 8. 142292 *Пущино*, Московской обл., МР, "В", 1. 620161 *Свердловск*, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/.700000 *Ташкент*, ул. Ю. Фучика, 1. 700029 *Ташкент*, ул. Ленина, 73. 700070 *Ташкент*, ул. Ш. Руставели, 43. 700185 *Ташкент*, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/. 634050 *Томск*, наб. реки Ушайки, 18. 634050 *Томск*, Академический пр-т, 5. 450059 *Уфа*, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/. 450025 *Уфа*, ул. Коммунистическая, 49. 720000 *Фрунзе*, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/. 310078 *Харьков*, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/

2р. 60 к.

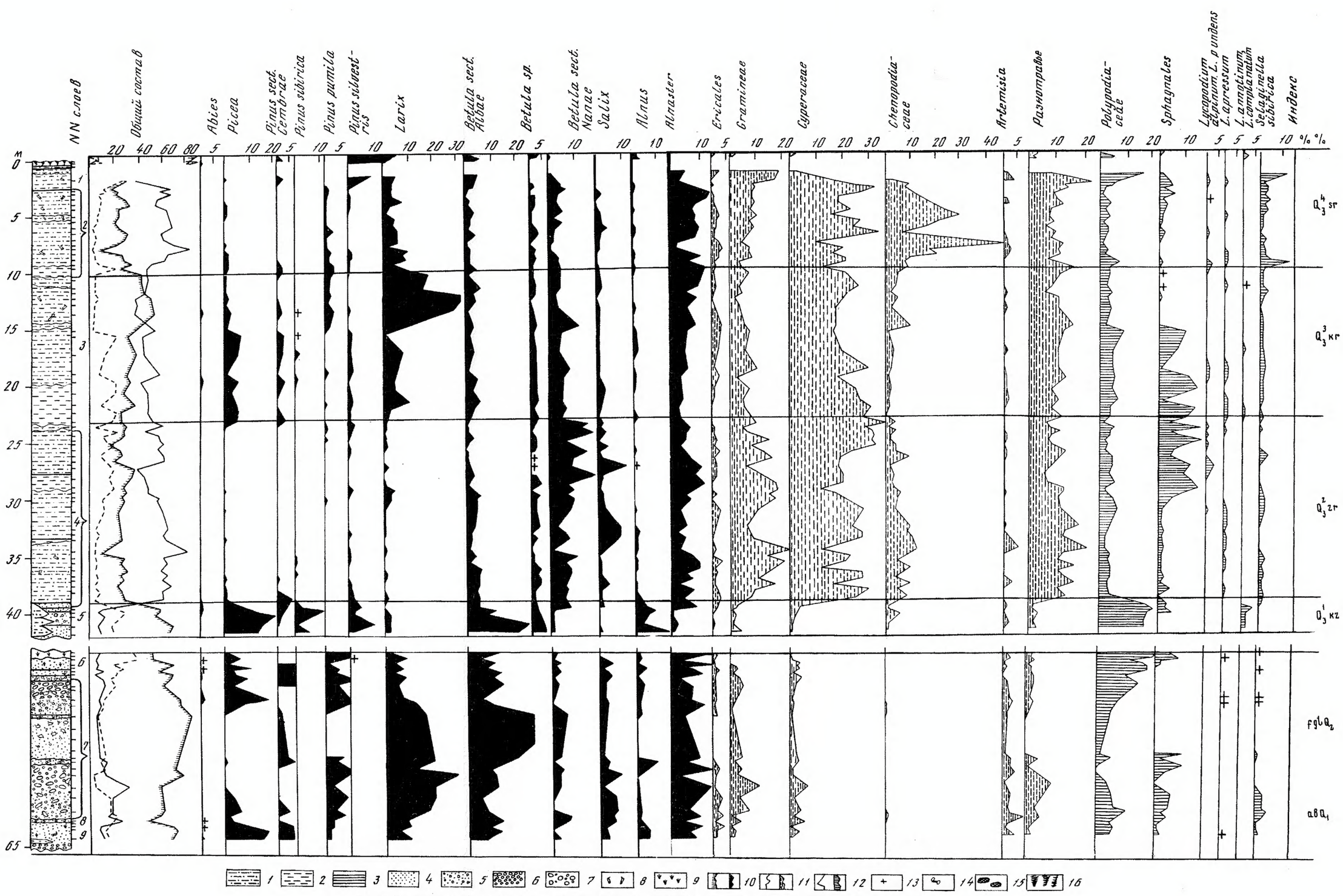


Рис. 2. Геологический разрез и спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений Чуйского обнажения

1 – супесь; *2* – суглинок; *3* – глина; *4* – песок; *5* – песок с галькой; *6* – галечник; *7* – валуны; *8* – остатки древесины; *9* – мелкие остатки растений; *10* – пыльца древесных пород и кустарников; *11* – пыльца трав; *12* – споры; *13* – единичные пыльцевые зерна; *14* – кости млекопитающих; *15* – включения торфа; *16* – почва

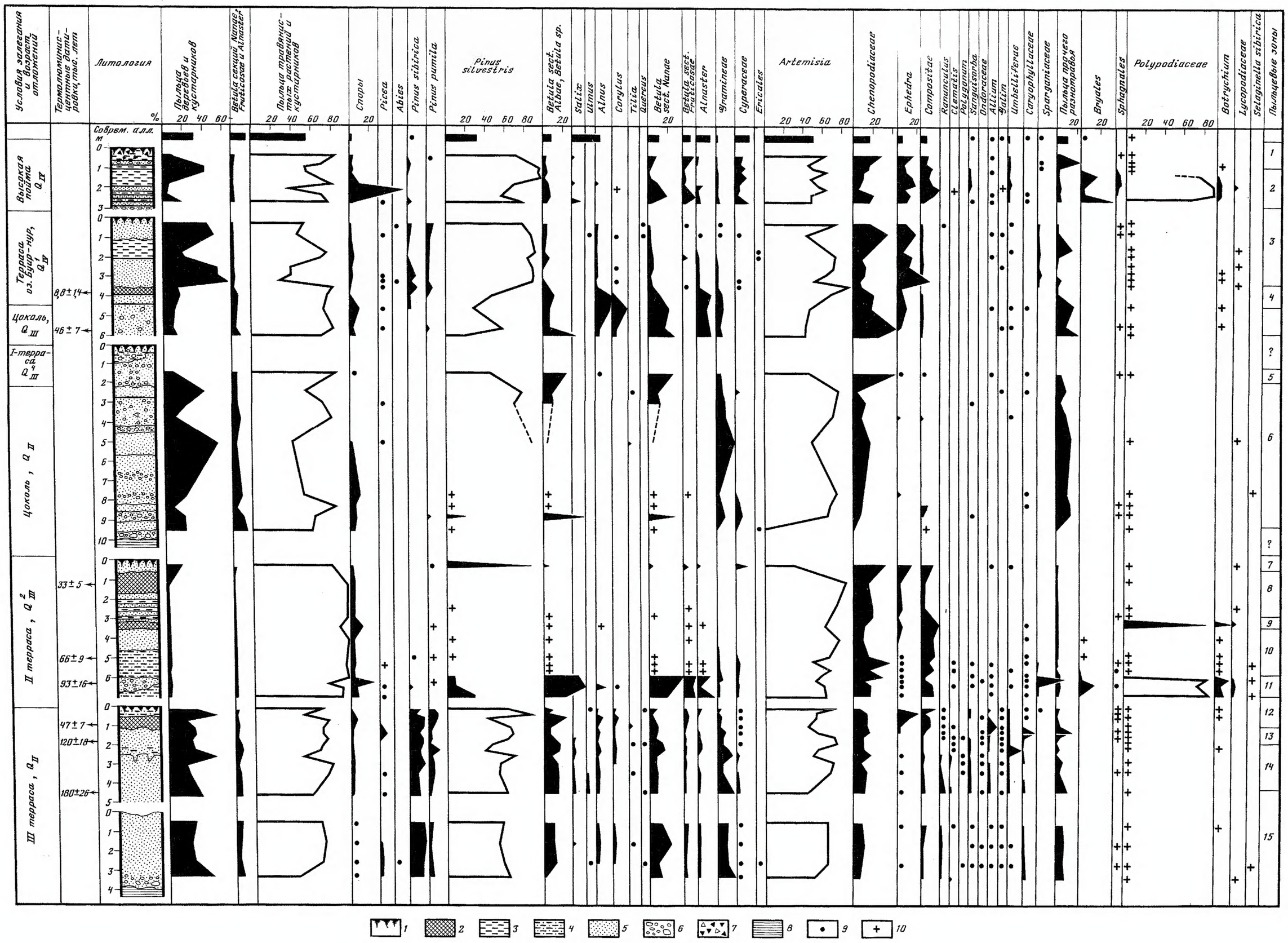


Рис. 1. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений террас р. Халхин-Гол и оз. Буйр-Нур

1 – современная почва; *2* – погребенная почва; *3* – суглинок; *4* – супесь; *5* – песок; *6* – галечник; *7* – щебень; *8* – глина; *9* – содержание пыльцы и спор менее 1%; *10* – наличие пыльцы и спор в малочисленной группе без подсчета процентного содержания

Зак. 406

Четвертичные пыльца и споры единичны

Picea s. Eupicea, Pinus s. Eupitys, Betula s. Albae, B.s. Nanae, Alnus, Tilia, Selaginella selaginoides

Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скв. 8 (анализы В.В. Писаревой, Т.Г. Свиридовой. И.Ф. Дуднаковой):

А. – литологический состав отложений: *1* – суглинок покровный; *2* – суглинок: *3* – суглинок валунный; *4* – супесь; *5* – гиттия; *6* – торф; *7* – песок; *8* – гравий; *9* – алеврит; *10* – примазки торфа; *11* – глинистость. *Б* – пыльца и споры: *1* – пыльца древесных пород; *2* – пыльца травянистых и кустарничковых растений; *3* – споры; *4* – злаковые; *5* – осоковые; *6* – **полынь;** *7* – маревые; *8* – разнотравье; *9* – зеленые мхи; *10* – сфагновые мхи; *11* – папоротники; *12* – плауны; *13* – плауники.

Blank Page Digitally Inserted